

ARRÁBIDA E SINTRA: DOIS EXEMPLOS DE TECTÓNICA PÓS-RIFTING DA BACIA LUSITANIANA

J. C. Kullberg⁽¹⁾, P. Terrinha⁽²⁾, J. Pais⁽³⁾, R. P. Reis⁽⁴⁾, P. Legoinha⁽³⁾

⁽¹⁾ Dep. Ciências Terra (FCT/UN Lisboa); Centro Inv. Geociências Aplicadas, Qta. Torre, 2829-516 Caparica

⁽²⁾ INETInovação, Geologia Marinha, Estrada da Portela, Apt. 7586 – Zambujal, 2720-866 Amadora, LATTEX

⁽³⁾ Dep. Ciências Terra (FCT/UN Lisboa); Centro Est. Geológicos, Qta. Torre, 2829-516 Caparica

⁽⁴⁾ Dep. Ciências Terra (FCT/Univ. Coimbra) e Centro Geociências, Lg. Marquês Pombal 3000-272 Coimbra

jck@fct.unl.pt, pedro.terrinha@ineti.pt, jjp@fct.unl.pt, penareis@dct.uc.pt, pal@fct.unl.pt



I. INTRODUÇÃO

A Cadeia da Arrábida é a estrutura morfotectónica orogénica, constituída por empilhamentos de cavalgamentos, mais ocidental de todo o orógeno alpino da área emersa da placa litosférica Eurásia. Atentando apenas nos relevos orogénicos alpinos da área emersa de Portugal, as suas estruturas e morfologia tornam-na no mais elegante exemplo de tectónica orogénica alpina em Portugal (fig. 1a).

A Serra de Sintra constitui um relevo associado à intrusão do Complexo Ígneo de Sintra de idade neo-cretácica e ao cavalgamento frontal de idade cenozóica, com vergência para Norte que se estende desde as proximidades do rio Tejo, passando pela base da vertente norte da Serra de Sintra, continuando mar adentro (fig. 1a).

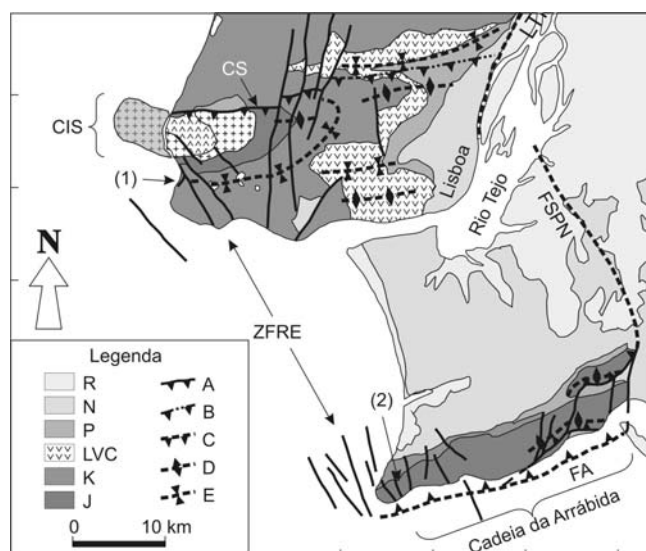


Fig. 1a – Mapa estrutural esquemático da região Arrábida – Sintra. Abreviaturas da legenda: J- Jurássico, K- Cretácico, CVL- Complexo Vulcânico de Lisboa, P- Paleogénico, N- Neogénico, R- Recente, A- Cavalgamento, B- cavalgamento cego, C- Cavalgamento inferido, D- anticlinal, E- sinclinal. Abreviaturas do mapa: FA- Falha da Arrábida, FBT- Falha do Baixo Tejo, ZFRE- Zona de Falha Cabo da Roca-Cabo Espichel, CIS- Complexo Ígneo de Sintra, FSPN- Falha de Setúbal-Pinhal Novo, CS- Cavalgamento de Sintra, (1) e (2)- falhas normais sin-sedimentares (Kimeridgiano e Bajociano, respectivamente).

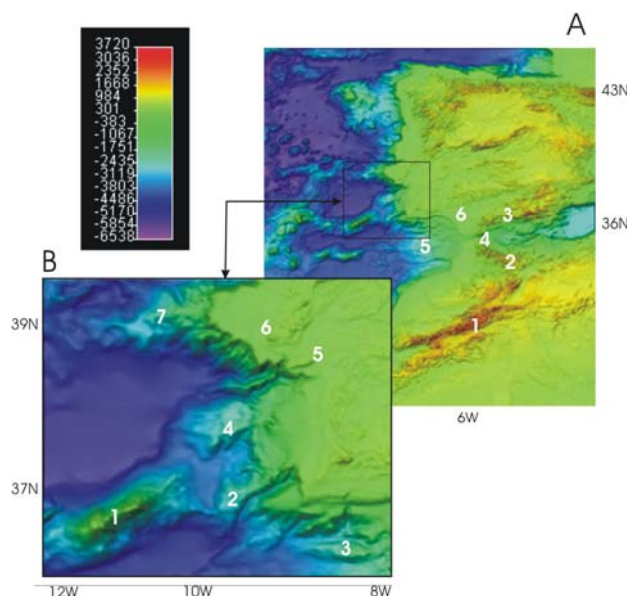


Fig. 1b - Estruturas morfotectónicas da orogenia alpina na Península Ibérica, noroeste de África e região do limite de placas África-Eurásia. A- 1, Montanhas do Atlas; 2, Cordilheira Rif; 3, Cordilheira Bética; 4, Prisma acrecionário do Golfo de Cádiz; 5, Bacia do Guadalquivir. B- 1, Banco do Gorringe; 2, Planalto de Marquês de Pombal; 3, Banco de Guadalquivir; 4, Montes de Avis; 5, Serra de Arrábida; 6, Serra de Sintra; 7, Esporão da Estremadura.

Olhando para a continuação imersa da Margem Continental Portuguesa vê-se que estes relevos não estão isolados, mas antes fazem parte dum grupo de três outras estruturas compressivas que acomodaram o encurtamento orogénico resultante da colisão África-Eurásia ocidentais no segmento sudoeste ibérico, o Banco do Gorringe, os Montes de Avis e o Planalto de Marquês de Pombal. Todas estas estruturas se constituem como estruturas anticlinais, mais ou menos simples, a tecto dum cavalgamento com transporte para noroeste ou oeste-noroeste (fig. 1b). Na face meridional de Portugal, mais próxima do limite de placas, as estruturas de deformação compressiva resultantes da orogenia alpina encontram-se representadas na Bacia do Algarve e, mais a sul, pelo Banco do Guadalquivir (vide “Bacia do Algarve”, neste volume).

Todas estas estruturas se formaram no âmbito da orogenia alpina, consequência dum contexto cinemático de aproximação das placas litosféricas Eurásia e África, cujas manifestações morfotectónicas e sedimentares se começaram a manifestar no Cretácico Superior após o Cenomaniano. A distribuição espacio-temporal da deformação orogénica no segmento mais ocidental do orógeno é heterogénea e extremamente complexa. Por exemplo, em Portugal – segmento autóctone do orógeno alpino – as principais estruturas compressivas alpinas mais antigas datam do Cretácico superior (na Bacia Algarvia, Terrinha, 1998) e na região de Lisboa-Sintra de idade paleogénica. Contudo as estruturas de maior envergadura morfológica são de idade miocénica (serra da Arrábida, Banco do Gorringe, Montes de Avis) e mesmo de reactivação mais recente (Falha e planalto do Marquês de Pombal, Falha da Ferradura e Banco de Guadalquivir, (Grácia *et al.*, 2003; Terrinha *et al.*, 2003; Zitellini *et al.*, 2004)).

A mesma heterogeneidade espacio-temporal se verifica em segmentos alóctones como no orógeno Bético-Rifenho, cujo arco orogénico frontal se vem propagando para oeste desde o Cretácico superior, simultaneamente cavalgando para norte e para sul, as margens continentais do sul de Espanha e norte de África. Esta migração orogénica está simultaneamente associada a colapso orogénico e distensão nas áreas internas do orógeno (Mar de Alborán), o que tem constituído um dos paradoxos da deformação orogénica alpina mais desafiantes das últimas décadas e para cuja solução se têm proposto mecanismos de delaminação tectónica da base da litosfera (Platt & Vissers, 1989) ou retro-rolamento da placa subductada (Rosenbaun *et al.*, 2002, Gutscher *et al.*, 2002).

II. ESTRATIGRAFIA

II.1. MESOZOICO

Do ponto de vista do desenvolvimento tectono-estrutural e das unidades litostratigráficas mesozóicas, estas áreas situam-se no sector meridional da Bacia (cf. “Bacia Lusitaniana” neste volume).

O facto das unidades aflorantes na Arrábida se encontrarem no extremo Sul da Bacia confere-lhe alguma individualidade que se reflecte em ambientes deposicionais diversos de outras áreas da Bacia. A inexistência de continuidade cartográfica com os outros sectores e, também, nalguns casos, a ausência de bons fósseis de idade, dificultam o estabelecimento de correlações, muitas vezes mesmo entre unidades situadas dentro deste sector. As condições de confinamento, pequena profundidade, fraca circulação de águas nos ambientes marinhos, especialmente de diversos intervalos temporais no Jurássico inferior e médio, que favoreceu a formação, por exemplo, de dolomitizos, deve-se ao posicionamento paleogeográfico da região no contexto da evolução da Bacia. Esta dolomitização, geralmente secundária, dificulta a execução de cartografia geológica e o estabelecimento de correlações estratigráficas.

Apresenta-se uma descrição sucinta das principais unidades litostratigráficas, com base em Manuppella *et al.* (1999), mas utilizando as unidades simplificadas de Azerêdo *et al.* (2003) (até o Jurássico Superior) e Kullberg *et al.* [in Costa (coord.), 2006]] (figs. 2 e 3).

IDADES			UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS			
			(*)	Este trabalho		
Jurássico	Jurássico Sup.	Titoniano	J ³ _{Cm} J ³ _{at} J ³ _{Es}	Unidades de Comenda e Vale de Rasca	Arenitos e argilas de transição	Calcários, grés e margas de Espichel
		Kimeridgiano	J ³ _{VR}			
		Oxfordiano	J ³ _{Az} J ³ _A	Unidades de Azóia e Achada		
	Jurássico Médio	Caloviano	LACUNA			
		Batoniano	J ² _{Pe}	Formação de Pedreiras		
		Bajociano	J ¹⁻² _A	Formação da Achada		
		Aaleniano	J ¹⁻² _{CL} J ¹⁻² _g			
	Jurássico Inferior	Toarciano	J ¹⁻² _{Ca}	Formação de Sesimbra		
		Pliensbaquiano	J ¹ _{MV}			
		Sinemuriano	J ¹ _{Se}	Formação de Dagorda		
		Hetangiano	J ¹ _{VS} J ¹ _{Da} J ¹ _{Ba}			
Triásico						

- Lacuna

(*)

Unidades de Manuppella et al., 1994



- Lacuna (*) Unidades de Manuppella *et al.*, 1994

Fig. 2a – Unidades litostratigráficas utilizadas neste trabalho para o Jurássico da região da Arrábida e sua correlação com as de Manuppella *et al.* (1994).

A unidade aflorante mais antiga é a Formação de Dagorda, constituída por pelitos vermelhos e esverdeados, contendo gesso e sal-gema, de idade Triásico Sup.-Hetangiano/Sinemuriano(?). Aflora no interior do diapiro de Sesimbra e é injectada de forma descontínua nos planos de cavalgamento associados aos anticlinais de Formosinho, S. Luís e Gaiteiros. No topo desta unidade, na transição para as unidades carbonatadas sobrejacentes, está intercalado um Complexo Vulcano-Sedimentar (70 m), constituído por alternância de rochas eruptivas de natureza oolítica, de tufo vulcânicos argilosos e pelitos com gesso e dolomitos (Martins, in Manuppella *et al.*, 1999). Trata-se da única evidência de vulcanismo de natureza sub alcalina, oolítica, com idade entre 180-200 M.a. (cf. Martins em “Bacia Lusitaniana”, neste volume), registada na Bacia Lusitaniana.

A Formação de Sesimbra [Sinemuriano (?)-Toarciano Méd.] (110 m) (Azerêdo *et al.*, 2003) (= Dolomitos de Sesimbra + Margas dolomíticas e calcários dolomíticos com braquiópodes da Meia Velha, Manuppella *et al.*, 1999; = Margas e dolomitos de Meia Velha e Sesimbra, Kullberg *et al.*, 2006) confirma o carácter proximal da sedimentação, composta por camadas de margas passando a calcários bioclásticos por vezes dolomíticos para o topo, com abundantes faunas de lamelibrânquios e de braquiópodes; regista-se no topo desta unidade uma das raras ocorrências de amonóides. Nesta posição ocorre nível de conglomerados carbonatados intraformacionais (flat pebble conglomerates), uma das raras ocorrências a nível mundial deste tipo de depósitos, que correspondem provavelmente a paleo-sismitos que evidenciam deformação sinsedimentar de origem tectónica (Marques *et al.*, 1994; Manuppella & Azerêdo, 1996; Kullberg *et al.*, 2001).

A Formação de Achada [Toarciano Méd.(?)-Sup. a Batoniano Méd.] (250 m) (Azerêdo *et al.*, 2003; Kullberg *et al.*, 2006) (= Dolomitos de Califórnia + Margas, calcários oolíticos e dolomitos com Gervilla + Dolomitos do Convento de S. Luís + Dolomitos de Cabo de Ares, Manuppella *et al.*, 1999) é uma unidade predominantemente dolomítica, com intercalações margosas dolomíticas, por vezes com níveis de calcários oolíticos. As fácies indicam a persistência de condições deposicionais de meio margino-marinho, muito pouco profundo e confinado (Azerêdo *et al.*, 2003). Cartograficamente, o topo desta unidade mostra uma clara irregularidade da frente de dolomitização secundária, atingindo certamente parte dos carbonatos da unidade sobrejacente. Estas constituem as unidades de resistência dos núcleos de relevos conformes associados aos principais anticlinais na região da Arrábida.

A Formação de Pedreiras [Batoniano Sup.-Caloviano Inf. (?)] (variável entre cerca de 250 m a Este, na Serra da Arrábida até cerca de 50 m na região de Azóia, a Oeste) (Azerêdo *et al.*, 2003; Kullberg *et al.*, 2006) (= Calcários de Pedreiras, Manuppella *et al.*, 1999) regista o início de um novo período de invasão marinha, ainda que confinada. A grande variação de

espessura é, em parte, atribuível à dolomitização secundária que irá colocar, cartograficamente, parte desta unidade na subjacente.

As Unidades de Azóia e de Arrábida [Oxfordiano Méd. (?)-Kimeridgiano] (cerca de 400 m) (Kullberg *et al.*, 2006) (= Margas, argilas, conglomerados e calcários com calhaus negros da Arrábida (1) + Calcários de Azóia (2) + Calcários com grés intercalados do Risco (3) + Dolomitos de Forte da Baralha (4), Manuppella *et al.*, 1999), fossilizam a descontinuidade à escala bacinal do Caloviano-Oxfordiano, através da unidade informal da “Brecha da Arrábida” (=1) que aflora especialmente na metade oriental do sector da Arrábida; trata-se de conglomerado carbonatado polimítico, com matriz argilosa vermelha, cuja génese está associada a um carso imerso (Wright & Wilson, 1987). Sucedem-lhe níveis de margas e calcários lacustres, com carófitas, que evidenciam um aprofundamento da Bacia, tal como sucede noutros locais mais a Norte, com a deposição da Formação de Cabaços. A falta de ligação cartográfica e a ausência de bons fósseis estratigráficos dificultam a relação estratigráfica entre estas unidades e, mais uma vez, a dolomitização secundária é passível de induzir posicionamentos estratigráficos duvidosos, como aliás admitem Manuppella *et al.*, (1999); com efeito, a posição geométrica – e aparentemente estratigráfica - “alta” dos Dolomitos de Forte da Baralha deve-se à sua ocorrência em alto estrutural limitado por falhas normais activas durante o topo do Jurássico Médio, que foram fossilizadas pelas unidades da base do Jurássico Superior, conferindo aparente equivalência lateral a estas unidades (Kullberg *et al.*, 2000).

Na região de Sintra-Cascais as unidades do Mesozóico que afloram são apenas as do Jurássico Sup. e Cretácico Inf. (figs. 2 e 3). As do Jurássico Sup. apresentam maiores afinidades com as unidades situadas a Norte, apesar de se encontrarem parcialmente transformadas por metamorfismo de contacto relacionado com a instalação do Complexo Ígneo de Sintra. A Formação de S. Pedro será equivalente distal das “Unidades de Azóia e de Arrábida”.

- Unidades de Comenda e de Vale da Rasca + Arenitos e Argilas de transição + Calcários grés e margas de Espichel (de Este para Oeste) [Kimeridgiano-Titoniano] (variável lateralmente, de Oeste para Este, entre 600 e 1000 m) (Kullberg *et al.*, 2006) (= Calcários, margas e grés de Espichel + Conglomerados da Comenda + Argilas, grés e conglomerados e calcários de Vale da Rasca, Manuppella *et al.*, 1999). Estes últimos autores datam, com reservas, as unidades situadas a oriente, que não contêm restos faunísticos que permitam a sua datação, mas consideram que, por posicionamento geométrico, estão enquadradas entre o Kimeridgiano e o topo do Titoniano, posição com a qual concordam Kullberg *et al.* (2006). O conjunto destas unidades, que apresenta afloramento contínuo da extremidade oriental na Serra de Gaiteiros até à ocidental na região do Cabo Espichel-Lagosteiros, constitui um dos melhores

exemplos de variação lateral de fácies; podem observar-se aqui, de Este para Oeste, unidades depositadas em ambiente continental de leques aluviais e canais anastomosados, associados a desmantelamento de relevo tectónico (Kullberg *et*

al. 2000), até marinho de plataforma carbonatada de pequena profundidade, inclusivamente com amonóides, passando por ambiente de transição, inter-mareal, representado por unidades argilo-arenosas.

Geneticamente, os conglomerados estão indiscutivelmente associados à grande aceleração da distensão no início da terceira fase de *rifting* da Bacia Lusitaniana, ou seja, são correlativos, na base, da Formação de Abadia (Membro de Castanheira) (ver “Bacia Lusitaniana” neste volume). No entanto, a sua idade a tecto é do final do Titoniano, o que coloca este conjunto como equivalente das Formações de Abadia e de Lourinhã.

O conjunto destas unidades da Arrábida vem ainda evidenciar um claro aprofundamento da bacia em direcção à sua zona axial, e consequente aumento de espessuras, ao longo de depocentro submeridiano que passa pelas sub-bacias de Bombarral, de Arruda e de Turcifal, a Norte (ver “Bacia Lusitaniana” neste volume) e a região de Sintra-Lisboa, mais a Sul.

Na região de Sintra, as unidades equivalentes, mais uma vez evidenciando posicionamento mais distal na Bacia relativamente às da Arrábida, são constituídas pelas Formações de Ramalhão, Mem Martins e Farta Pão (*p.p.*).

A tendência para um maior aprofundamento para a região axial da Bacia vai continuar, e mesmo acentuar-se, durante o Cretácico Inferior, quer para a região da Arrábida quer para a de Sintra-Cascais, onde aliás se fixam o depocentro e as fácies marinhas. Nas áreas periféricas, observam-se ambientes sedimentares de tendência continental, a norte, e, de transição, a leste e a sul

O próprio padrão cartográfico no sector ocidental da Arrábida assinala essa tendência da geometria da Bacia pois realça um pendor regular em direcção ao depocentro, facto bem demonstrado pela geometria em cunha do conjunto das unidades, com forte variação de espessura cartográfica (e real) desde ocidente até o meridiano de Sesimbra, praticamente desaparecendo na metade oriental da Arrábida.

As unidades litostratigráficas formais para o Cretácico inferior dos sectores meridional e central da Bacia Lusitaniana (vide “Bacia Lusitaniana”, neste volume) foram definidas por Rey (1992) que as dividiu em 4 regiões: Cascais-Sintra, Arrábida, Ericeira e Torres Vedras. Este autor agrega as 3 primeiras num Grupo estratigráfico formal (in Rocha, 1996), o “Grupo de Cascais”, que corresponde genericamente à área da Bacia onde as formações apresentam maiores espessuras e fácies com maior influência marinha, o que se verifica particularmente em Cascais-Sintra; nas outras duas áreas envolventes mais próximas (Arrábida e Ericeira) as fácies são mais litorais, denotando maior influência de acarreios detriticos continentais e menores espessuras.

Para a região de Cascais encontram-se individualizadas, acima da Formação de Farta Pão, cuja parte superior é

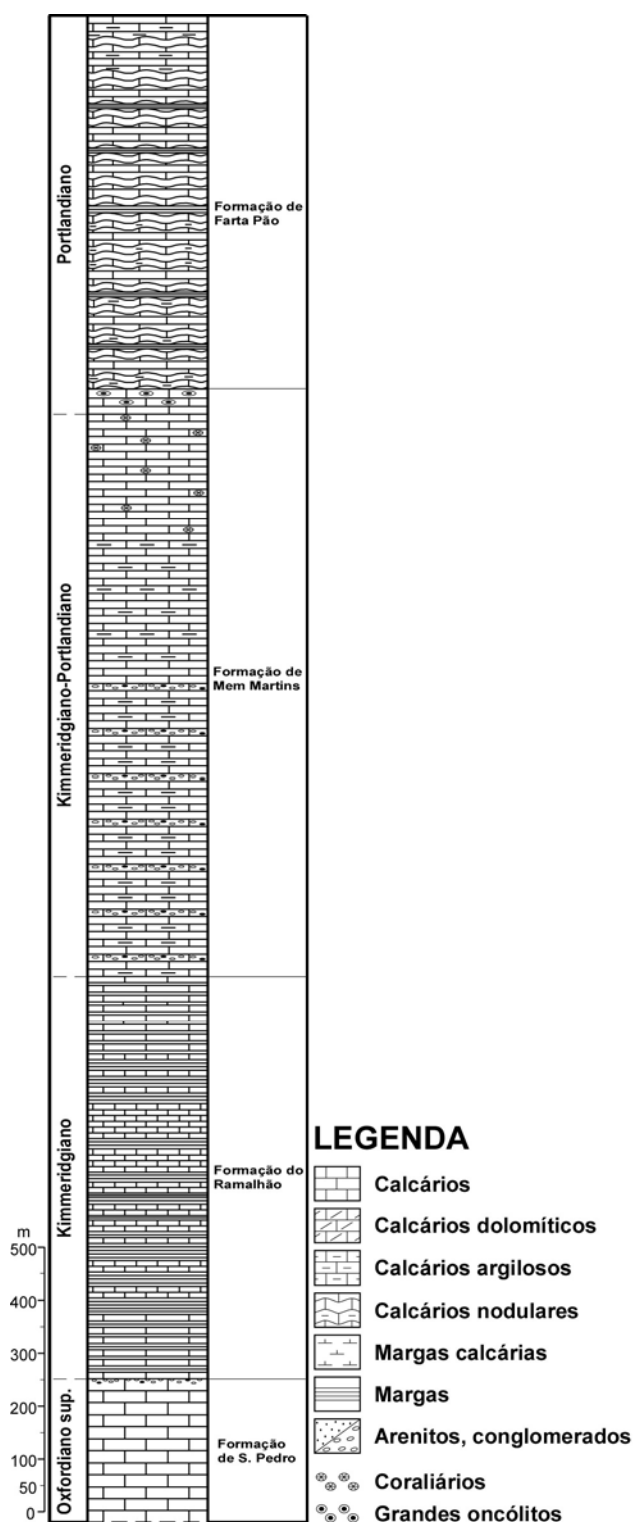


Fig. 2b - Unidades litostratigráficas utilizadas para o Jurássico da região de Sintra.

atribuível à base do Berriasiano, 10 formações predominantemente carbonatadas (fig. 3) 7 de *sin-rift* (até ao topo da Formação da Cresmina, Barremiano superior – Aptiano superior) e 3 de pós-*rift* (mais o Cenomaniano); as primeiras atingem espessura um pouco superior a 600 m e as segundas cerca de 850 m.

Na Arrábida, no corte a Norte do Cabo Espichel, as formações identificadas pertencem praticamente apenas ao intervalo de *sin-rift* e não ultrapassam espessura de 320 m; as unidades que se sucedem (Formações de Rodísio e Galé ?, Aptiano superior - Albiano) têm cerca de 30m, aflorantes na zona da praia da Foz da Fonte, terminam em descontinuidade (discordância angular da ordem de 10°) com unidades da base do Neogénico, pertencentes à Bacia do Baixo Tejo.

IDADE	UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS	
	Cascais, Sintra	Cabo Espichel
ALBIANO	^{Ponta da Galé} GALÉ	^{Ponta da Galé} ?
	Água Doce	
	inf.	
APTIANO	sup.	RODÍSIO
	inf.	CRISMINA
	CRISMINA ^{Praia da Lagoa} Ponta Alta Cobre	
BARREMIANO	sup.	REGATÃO
	inf.	GUINCHO
		BOCA DO CHAPIM PAPO SECO AREIA DO MASTRO ROCHADOURO
HAUTERIVIANO	CABO RASO	LADEIRAS
	MACEIRA	Lagosteiros MACEIRA
	GUIA	GUIA
VALANGINIANO	SERRADÃO	VALE DE LOBOS

Fig. 3 – Unidades litostratigráficas para o Cretácico da região de Cascais-Sintra e Arrábida segundo Rey (2006) no prelo.

II.2. CENOZÓICO

A Bacia do Baixo Tejo funcionou em regime endorreico no Paleogénico. Acumularam-se, essencialmente, depósitos de leques aluviais alimentados a partir dos relevos marginais (maciço Hespérico e Bacia Lusitaniana em inversão). Estes materiais afloram na margem da bacia, constituindo uma banda quase contínua, rodeando-a por completo. Em Lisboa-Península de Setúbal, constituem a Formação de Benfica, no sector intermédio a Formação de Monsanto, na área proximal, a Formação de Cabeço do Infante e na margem sul da bacia a Formação de Vale de Guizo. São constituídos, predominantemente, por depósitos grosseiros, conglomeráticos, a que se associam alguns corpos arcóscicos mais finos, crostas calcárias às vezes bastante desenvolvidas e, mesmo, alguns calcários lacustres e/ou palustres.

O Atlântico invadiu a bacia no início do Miocénico. A partir de então, a sedimentação na região de Lisboa e da Península de Setúbal ocorreu na interface oceano-continente, com oscilações da linha de costa dependentes das variações do nível do mar e dos efeitos da tectónica.

II.2.1. PALEOGÉNICO

Os primeiros depósitos de enchimento da BBT correspondem à Formação de Benfica (Zbyszewski, 1963). É constituída por depósitos continentais, atingindo cerca de 400m de espessura. Os estudos litostratigráficos são, essencialmente, devidos a Choffat (1950) que a reportava ao Oligocénico, atendendo à posição entre a “Formação basáltica” subjacente, suposta eocénica, e o Miocénico inferior. Tendo em conta novas datações de unidades eocénicas e observações de campo, comprovou-se o carácter heterogéneo da Formação de Benfica e, por correlação com o Eocénico superior de Coja, pós- fase paroxismal pirenaica, foi evidenciada a datação do Eocénico (médio ? e superior) e Oligocénico (Antunes, 1979; Reis *et al.*, 2001).

Por analogia e enquadramento estratigráfico, os sedimentos em causa podem ser correlacionados com os da etapa paleogénica representada no bordo N e NW da depressão do Tejo, bem como nas regiões de Arganil, Coimbra e Nazaré, onde há referências precisas do Eocénico [(Formação do Bom Sucesso, Arcoses de Côja (Reis & Cunha, 1989)].

A Formação de Benfica assenta em descontinuidade sobre o “Complexo vulcânico de Lisboa-Mafra” (Cretácico superior), do qual retoma materiais. Nalguns locais, contacta directamente com o Cenomaniano. Superiormente, é limitada por descontinuidade, ou passa gradualmente, aos sedimentos marinhos do Miocénico inferior (Aquitano). Com efeito, a base dos sedimentos marinhos subjacentes regista uma superfície transgressiva cuja expressão estratigráfica e cronológica é bastante imprecisa.

Existem associações de fácies com diferenciações a nível do acarreo detrítico. A arquitectura vertical e lateral e a evolução sequencial indiciam influência de actividade tectónica, compatível com afundimentos com direcção NE-SW e que parece ter sido mais intensa para o topo. A diferenciação de duas sequências deposicionais separadas por uma descontinuidade maior atribuível à fase pirenaica, repete estrutura idêntica definida para depósitos correspondentes a esta etapa noutras regiões (Reis & Cunha, 1989).

As fracções argilosas são ricas de paligorskite e de esmectite, esta associada a níveis mais detríticos, enquanto a paligorskite abunda nos carbonatos e argilitos (Azevêdo, 1991).

Zbyszewski (1963) evidenciou a seguinte sucessão de cima para baixo, no essencial seguindo o modelo reconhecido por Choffat (1950):

5 – Margas e argilas avermelhadas ou alaranjadas (60 m)

4 – Conglomerados com clastos calcários (60 m)

3 – Margas avermelhadas (200 m)

2 – Calcários de Alfornelos, cobertos com um banco de conglomerados (15 m)

1 – Arenitos e Margas avermelhadas siliciclásticas (90 m).

Antunes (1979) sub-dividiu a Formação de Benfica em três unidades de 106 m, 206 m e 120 m de espessura, de baixo para cima, atribuindo-lhes as idades de Eocénico à inferior e Oligocénico às superiores.

Reis *et al.* (2001) reconheceram 4 associações de fácies. A associação 1 é composta por conglomerados e arenitos siliciclásticos, com estratificações oblíquas em ventre, matriz areno-lutítica, e elementos de quartzo, quartzito, lidito, xistos e clastos feldspáticos, de cor esverdeada. Estes clastos têm origem no maciço hespérico ou foram retomados do Mesozóico. Localmente, ocorrem margas avermelhadas ou esbranquiçadas. Ocasionalmente, existem nos conglomerados clastos rolados de calcários mesozóicos. Corresponde à unidade A de Antunes (1979) e à 1ª assentada e parte inferior da 2ª assentada de Choffat (1950). Tem uma espessura de aproximadamente 106 m.

A associação 2 é constituída por conglomerados e arenitos siliciclásticos, com cimento carbonatado, cor vermelho-tijolo, rosada, e esverdeada clara., associados, local e lateralmente, a horizontes de calcários micríticos brancos, nodulosos, às vezes pulverulentos, conhecidos como “calcários de Alfornelos”. Têm fácies lacustres e palustres e foram alvo de acções pedogenéticas e diagenéticas importantes; em parte, correspondem a calcretos. Na região de Loures, os carbonatos indiciam deposição em pequenas depressões endorreicas (Azevêdo, 1991). Têm cerca de 10 m de espessura.

A associação 3 é representada por arenitos e lutitos avermelhados com níveis de concreções carbonatadas róseas. Ocorrem intercalações decimétricas de corpos lenticulares e canalizados de microconglomerados e arenitos grosseiros, com elementos essencialmente siliciclásticos, pouco rolados, e mais

raramente de calcário (proveniente do Cretácico e do desmantelamento de crostas carbonatadas pouco evoluídas). Os corpos lenticulares e canalizados apresentam dimensões que não ultrapassam os 10m de largura e 2 m de espessura máxima. Não são detectáveis elementos basálticos. Corresponde à instalação de episódios de sedimentação com decantação de materiais finos avermelhados e ao desenvolvimento de horizontes intercalados de crostas calcárias. A associação de fácies é equivalente da unidade B (Antunes, 1979), e inclui a parte superior da 2ª e a 3ª assentada de Choffat (1950). Assenta em descontinuidade sobre a anterior, marcada pela ocorrência de conglomerados com clastos de sílex, de quartzito e quartzo e de calcários cenomanianos, cimentados por argilas brancas na base passando a vermelhas no topo (6 m); os clastos de calcário são cada vez mais abundantes para o cimo. O conjunto atinge cerca de 200 m de espessura.

Entre Carnide e Póvoa de Santo Adrião está bem representada a associação 4 (Reis *et al.*, 2001). Corresponde às 4ª, 5ª e 6ª assentadas (Choffat, 1950) e à unidade C de Antunes (1979). Inclina cerca de 10° para sudeste e atinge cerca de 120 m de espessura. Afloram conglomerados e arenitos grosseiros com elementos rolados de calcários jurássicos (Calcários de S. Pedro, Xistos do Ramalhão) e cretácicos, basalto rochas filoneanas, arenitos do “Belasiano” e de margas esverdeadas, cimentados por matriz argilosa avermelhada. O conjunto é encimado por conglomerados com grandes clastos de calcários e quartzitos, em corpos de espessura métrica alternando com arenitos e lutitos vermelhos e castanhos, com horizontes carbonatados nodulares ou encrostados e com distintos índices de maturidade. Os corpos conglomeráticos têm acentuada tendência tabular. A abundância de clastos de basalto é variável mas parece estreitamente relacionada com a ocorrência dos clastos de calcários. Quer os clastos de calcário quer os de basalto são progressivamente mais abundantes e de maiores dimensões para o tecto da sucessão. Evidenciam processos de alimentação local, na sequência da ruptura NE-SW que terá afectado unidades mesozóicas. Ocorrem episódios espasmódicos de deposição em canais de elevada energia e de geometria espalhada, intercalados com longos períodos de paragem e alteração pedológica, com formação de horizontes carbonatados encrostados.

II.2.2. NEOGÉNICO E QUATERNÁRIO

Os registos sedimentar e paleontológico do sector distal da BBT estão relacionados com as variações do nível do mar. Os depósitos continentais e marinhos litorais têm fornecido dados biostratigráficos de excelente qualidade. É possível correlacionar níveis com foraminíferos planctónicos a mamíferos, e obter datações isotópicas (K-Ar em glauconites e ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr em conchas de moluscos). A riqueza de fósseis – dinoflagelados, esporos, pólenes, macrorrestos de vegetais, foraminíferos, ostracodos, moluscos, equinídeos, peixes, répteis e mamíferos –

e isótopos de C e de O constituem uma fonte de informação ampla e diversificada para reconstituições paleoecológicas e paleogeográficas bem como para correlações entre unidades marinhas e continentais.

A análise e integração de numerosos dados líticos, e biostratigráficos, tais como a primeira e última ocorrência de alguns táxones de foraminíferos, ostracodos e mamíferos, em conjunto com datações isotópicas, permitiram o estabelecimento de um quadro cronostratigráfico de elevada resolução, e para a caracterização de 10 sequências deposicionais para o Neogénico da BBT que, pelo menos em parte, correspondem a ciclos de 3ª ordem de Haq *et al.* (1987). Para mais detalhes ver Antunes *et al.*, 1996b, 1999, 2000; Legoinha, 2001. Nas figuras 4 e 5 apresenta-se o enquadramento estratigráfico geral para o Miocénico do sector distal da BBT.

Os afloramentos do Portinho da Arrábida merecem destaque particular, pois registam episódios de deformação tectónica relacionados com a instalação da serra da Arrábida (Pais *et al.*, 1991; Antunes *et al.*, 1995). Os últimos depósitos paleogénicos são continentais, detríticos, grosseiros, esbranquiçados. Sobre eles ocorrem arenitos avermelhados a amarelados, marinhos, que forneceram datação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 18,8 M.a. na parte inferior e de 17,5 M.a. no topo, a que corresponde o Burdigaliano inferior, aproximadamente equivalente das Div. III e IVa do Miocénico de Lisboa-Almada (Cotter, 1956). Representam o ciclo transgressivo que culminou na Div. IVa. Este conjunto foi dobrado e sobre ele assentam em discordância angular no extremo Oeste do Chão da Anixa e em paraconformidade no sector Este, calcários ricos de clastos rolados de quartzo, com abundantes rodólitos, pectinídeos de grandes dimensões e ouriços. Deram datação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 16,5 Ma. Sobre este conjunto existem areias finas e siltitos encimados por biocalcarenítos datados de 16 M.a. (início do Miocénico médio, equivalente da Div. Vb de Lisboa/Almada). A deformação tectónica responsável pela discordância angular data aproximadamente de 17 M.a. e corresponde a lacuna reconhecida na generalidade do sector distal da BBT situada no final da Div. Va2. Os conjuntos sedimentares pós discordância angular também estão dobrados o que pressupõe a ocorrência de outras fases tectónicas mais recentes do que 16 M.a. (Antunes *et al.*, 1995).

A evolução climática também foi caracterizada. As faunas continentais e as floras apontam para descida progressiva da temperatura média e da humidade ao longo do Miocénico, com oscilações para condições mais secas, em especial durante os intervalos de baixo nível marinho (Burdigaliano inferior e superior). Houve aridez acentuada no Langhiano, e intervalos húmidos no Burdigaliano médio e no Serravaliano, coincidentes com os níveis marinhos mais elevados. No Tortoniano as condições climáticas foram temperadas. No mar, prevaleceram condições tropicais. Os máximos de temperatura foram atingidos

no Burdigaliano superior e no Langhiano com valores semelhantes aos do Golfo da Guiné actual. A partir daí a temperatura decresceu para valores semelhantes aos da costa de Marrocos. As faunas continentais e as floras apontam para alternância de episódios húmidos e mais secos, tendo havido mesmo intervalo com aridez acentuada no Langhiano (Antunes & Pais, 1984; Lauriat-Rage *et al.*, 1993; Pais 1999).

No Pliocénico houve regressão generalizada. O pré-Tejo transportou areias arcóicas que se estendem desde o sector proximal e penetraram mesmo na Bacia de Alvalade, galgando o *horst* de Belverde - Senhor das Chagas, não longe de Alcácer do Sal. Na Península de Setúbal, longe da fonte, as areias são finas (Formação de Santa Marta), bem calibradas e praticamente desprovidas de leitos de calhaus. Contudo, na base, ocorrem canais cascalhentos que erodem os depósitos marinhos miocénicos, correspondendo ao início da sedimentação fluvial. Na região do Laranjeiro, estes níveis incluem clastos de basaltos provenientes da região de Lisboa denunciando a existência de drenagem de N e NW para o interior da Península de Setúbal. No interior (sector intermédio) a Formação de Santa Marta é equivalente da Formação de Ulme representada por areias mais grosseiras e menos evoluídas.

No terço superior da Formação de Santa Marta regista-se um breve episódio transgressivo. Águas salobras entraram na Península (Azevêdo, 1983); afloram argilas com gesso, macrorrestos de vegetais, ostras e Dreissena. Depois, os depósitos fluviais regressaram à Península. Sobre elas ocorrem conglomerados com clastos de quartzito e de quartzo, alguns facetados pelo vento. Forneceiram indústrias líticas pré-acheulenses que os permite colocar próximo do limite Plio-Plistocénico (Azevêdo *et al.*, 1979b, Azevedo & Cardoso, 1986). Sobre o Conglomerado de Belverde existem depósitos de leques aluviais gerados na dependência da Serra da Arrábida. Constituem a Formação de Marco Furado. É representada por conglomerados com clastos que podem atingir 15 cm de dimensão maior suportados por uma matriz areno-argilosa de cor vermelha. Os clastos estão envolvidos por óxidos de ferro e são constituídos, exclusivamente, por rochas paleozóicas (quartzo, quartzitos, jaspe e xistos). São frequentes os encouraçamentos ferruginosos, particularmente para o topo. Às vezes as crostas foram destruídas restando apenas fragmentos dispersos. Na fracção argilosa predominam a ilite e ou caulinite, dominando normalmente a mica.

Para oeste de Ribeira de Coima, a Formação de Marco Furado assenta directamente sobre o Conglomerado de Belverde enquanto para este daquela ribeira cobre directamente as areias da Formação de Santa Marta (Azevêdo, 1979, 1982, 1993, 1997a,b, 1998; Azevêdo & Pimentel, 1993).

O Plistocénico está representado por vestígios de praias a altitudes entre 25 e 90m. Merecem destaque os níveis de

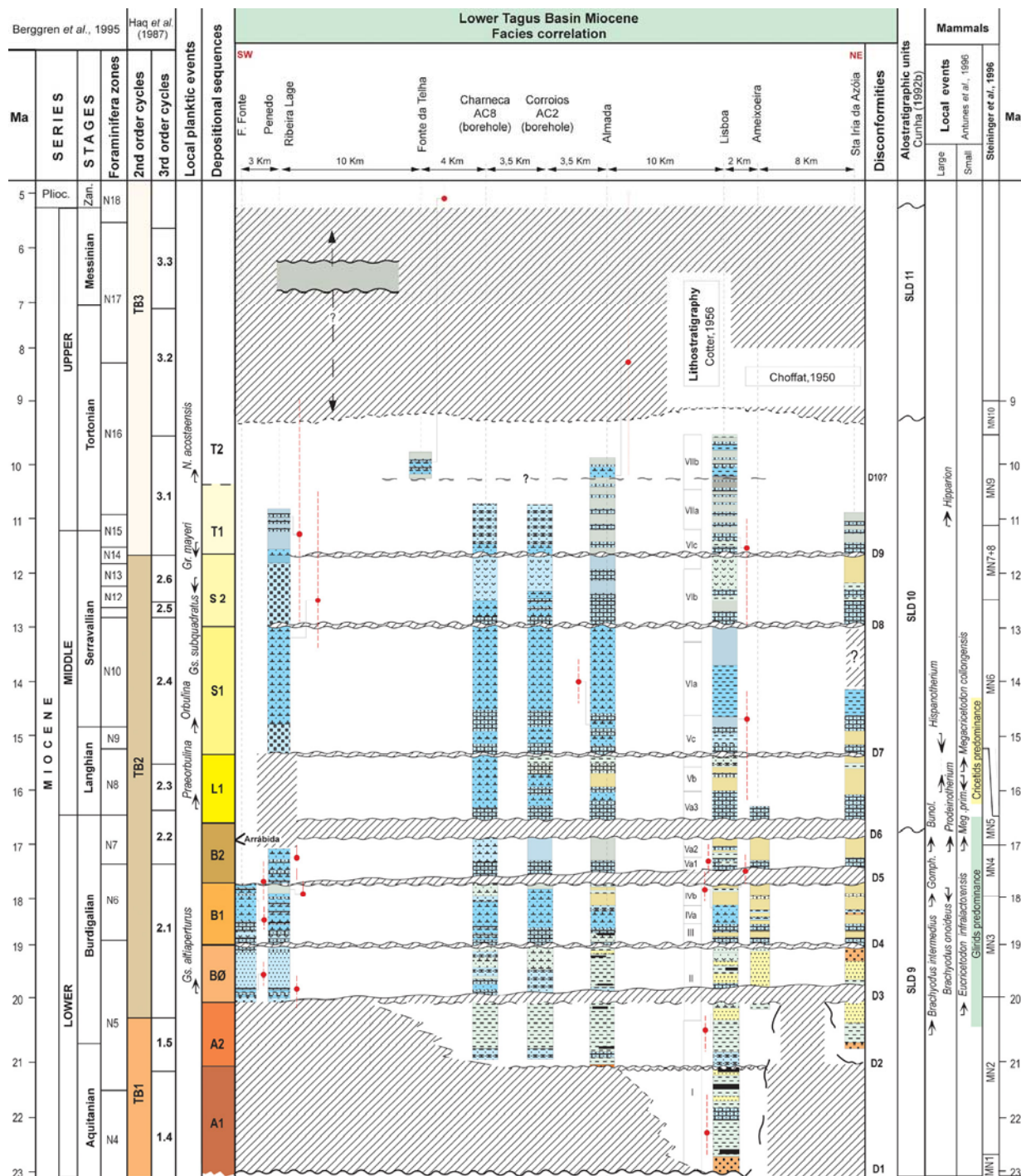


Fig. 5 – Correlação das unidades litostratigráficas do Cenozóico do sector distal da Baía do Baixo Tejo.

terraços marinhos bem marcados no flanco sul da Serra da Arrábida a 60m, 20-25 m, 8-12 m e 6-8 m, na região do Forte da Baralha e que forneceram alguns moluscos (Zbyszewski *et al.*, 1965). Noutros locais existem retalhos de conglomerados correspondentes a terraços marinhos de 12 a 15 e 5 a 8 metros, atribuíveis ao último interglaciário e ao início da glaciação de

Würm (≈100 000 anos, Tirreniano II e III). Na Lapa de Santa Margarida foram recolhidos, nestes conglomerados, instrumentos líticos (entre eles um biface “abevilense” redepositado, e peças languedocenses). Na gruta da Figueira Brava a indústria abundante é mustierense com denticulados. Datações ^{14}C e com base nas séries de Th/U indicam idade

muito aproximada de 30 Ka para os níveis arqueológicos explorados (Antunes, 1990/91).

Sobre a Formação de Marco Furado desenvolvem-se extensos campos de dunas recentes que atingem cotas de 110 m nos Medos de Albufeira, um pouco a Sul de Fonte da Telha. Paleossolos situados perto da base dos conjuntos dunares deram datações ^{14}C de 1840 ± 110 anos BP na base e 1190 ± 90 anos BP (Manuppella *et al.*, 1999). Na planície litoral para sul de Trafaria e até a lagoa de Albufeira existem areias eólicas e dunas longitudinais. Ao longo das linhas de água existem aluviões desenvolvidas, merecendo destaque as que constituem os sapais envolventes do estuário do Tejo. Entre a foz do Tejo e Foz da Fonte, ao longo da linha de costa, existem areias de praia. No sopé da Arriba fóssil de Costa de Caparica ocorrem depósitos de vertente.

Evolução paleogeográfica

As primeiras reconstituições paleogeográficas do sector distal da BBT foram apresentadas por Antunes (in Ribeiro *et al.*, 1979). Novos dados, incluindo os fornecidos pelo estudo da sondagem de Belverde (Pais *et al.*, 2002; Legoinha *et al.*, 2002; Pais, 2004) e a caracterização de unidades alostratigráficas nos sectores intermédio e proximal possibilitaram o estabelecimento de novos mapas paleogeográficos esquemáticos (fig. 6).

Na primeira transgressão miocénica, o mar penetrou na Península de Setúbal. A partir de então, a sedimentação na região de Lisboa e da Península de Setúbal ocorreu na interface oceano-continente, com oscilações da linha de costa dependentes das variações do nível do mar e dos efeitos da tectónica. Aparentemente, a primeira entrada do mar deu-se de Sul, tendo definido um golfo estreito e pouco reentrante que atingiu a região de Lisboa durante o Burdigaliano inferior (início da sequência deposicional B1). As águas quentes permitiram a instalação de recifes de corais definindo uma barreira orientada N-S. A Arrábida constituiu uma ilha desde a sua elevação no Burdigaliano superior (\approx de 17 Ma). A penetração do mar na bacia definiu golfos mais ou menos extensos conforme o nível do mar, a taxa de subsidência e os acarreios sedimentares.

Um alto fundo marinho orientado N-S e coincidente aproximadamente com a actual linha de costa protegeu o sector interno da bacia da Península de Setúbal, onde, a subsidência permitiu sedimentação de mais de 1 000 m de sedimentos neogénicos enquanto sobre o alto-fundo apenas são conhecidos cerca de 200 m.

Durante os níveis eustáticos altos (essencialmente no Burdigaliano médio, Serravaliano inferior e no Tortoniano inferior) as águas salobras estenderam-se para o interior da bacia até cerca de 150 km. A serra da Arrábida constituiu uma ilha no Burdigaliano e no Serravaliano, o mesmo tendo acontecido com a serra de Sintra no Serravaliano (fig. 6 B e C).

No interior, o Tejo divagou numa planície aluvial extensa no Miocénico inferior e médio (fig. 6 A, B e C). No Tortoniano

inferior (fig. 6C) instalou-se uma extensa área pantanosa com alguns lagos no Ribatejo. Acumularam-se os calcários de Almoester e as argilas de Tomar.

No Pliocénico deu-se uma regressão generalizada. Areias fluviais chegaram até à Península de Setúbal (Formação de Ulme, Formação de Santa Marta). Das áreas mais proximais progradaram para SW leitos de conglomerados Formação de Almeirim e de Falagueira) (fig. 6D).

III. ESTRUTURA E TECTÓNICA DA CADEIA DA ARRÁBIDA

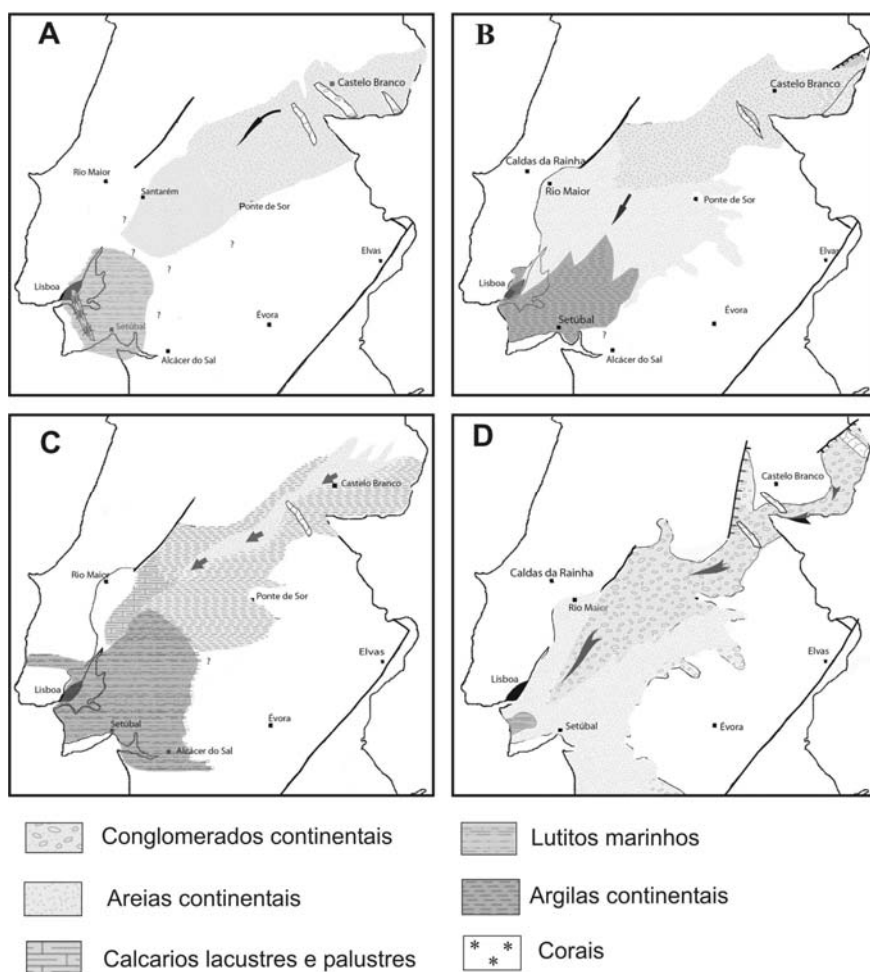
A Cadeia da Arrábida é uma estrutura orogénica de pequena dimensão, situada na extremidade meridional da Península de Setúbal. É formada por um conjunto de relevos alinhados ao longo de uma faixa com cerca de 35 km de extensão, orientada segundo direcção WSW-ENE, com 5 a 7 km de largura em média. Confina a Norte e Este com extensas planuras e a Sul e Oeste com o oceano Atlântico, através de um conjunto de arribas vigorosas e activas.

Paul Choffat (1908) estendeu ao conjunto desta unidade morfoestrutural a designação de “Arrábida”, originalmente reservada ao relevo mais importante (Serra da Arrábida, *sensu strictum*) que culmina no actual vértice do Formosinho (501m). Os relevos mais importantes encontram-se no sector oriental da Arrábida, a Este de Sesimbra, as serras do Risco (380m), Formosinho, S. Luís (392m), Gaiteiros (229m), S. Francisco (257m) e Louro (224m), de sul para norte. No sector ocidental observa-se uma aplanagem que é o “relevo mais uniforme de toda a Arrábida” (Ribeiro, 1935), designada por Planalto ou Plataforma do Cabo Espichel, com cerca de 10 km de extensão, inclinando cerca de 1%, desde a cota de 240m no rebordo da depressão de Sesimbra, até à arribas ocidentais com cerca de 140m de altura.

Do ponto de vista estrutural, a cadeia está limitada: a) a Norte pelo sinclinal de Albufeira, sinclinal amplo, e com eixo paralelo à cadeia; b) a Este pela falha de Setúbal-Pinhal Novo (FSPN) com orientação aproximada NNW-SSE; c) a Sul pela Falha da Arrábida (FA) situada no mar, que se presume subparalela à estrutura emersa e d) a Oeste por falha assinalada por Boillot *et al.* (1978), situada cerca de 5 km ao largo, na plataforma continental, com orientação próxima de NW-SE (Ribeiro *et al.*, 1990; Kullberg *et al.*, 2000).

No interior da cadeia, numa área relativamente reduzida, aflora um conjunto apreciável de estruturas, de tipos e géneses variadas, que testemunham diferentes episódios de evolução da Margem Ocidental Ibérica (MOI) ao longo do ciclo alpino.

A Cadeia da Arrábida é uma estrutura de inversão tectónica da Bacia Lusitaniana. Esta bacia evoluiu em regime distensivo, com direcção principal de extensão genericamente E-W, desde o Triásico até quase ao topo do Cretácico inferior (Aptiano superior), associado à abertura progressiva do Atlântico Norte, desde as primeiras fases de rifting intra-continental associado à



fragmentação progressiva da Pangeia, até à completa rotura litosférica, consequente oceanização, e passagem a margem continental passiva. As estruturas do rifting mesozóico estão identificadas em diversos locais, tais como no Forte da Baralha, pedra do Jaspe e Falha de Setúbal-Pinhal Novo (Kullberg *et al.* 2000).

Tal como acontece noutras bacias das margens atlânticas, a Bacia Lusitaniana é uma bacia não vulcânica; no entanto, a MOI foi afectada, ao longo da sua evolução, por importante episódio magmático no final do Cretácico, limitado essencialmente a um sector central, o da Bacia Lusitaniana. Este episódio deixou na área hoje emersa numerosos corpos magmáticos de tendência alcalina, como o Complexo Radial de Mafra, as intrusões de Sintra, Sines e Monchique, o Complexo Vulcânico de Lisboa e numerosos filões. Muitos diques intruíram ao longo do sistema de falhas Sintra-Arrábida, de direcção NW-SE, particularmente bem expostos no vale encaixado no diapiro de Sesimbra. A Falha da Arrábida, limite meridional da Bacia Lusitaniana, terá também funcionado como barreira à propagação destas fracturas e diques, pois não voltam a observar-se a sul da cadeia até às imediações da intrusão de

Sines. Para além do diapiro de Sesimbra, aflorante, ocorrem estruturas em doma provavelmente salinas (Kullberg & Rocha, 1991), na Cova da Mijona e na Serra do Risco, respectivamente a Oeste e a Este de Sesimbra, formando um alinhamento de estruturas paralelas ao alinhamento da cadeia, na sua margem meridional. Critérios cartográficos, nomeadamente a ocorrência de conglomerados do Paleogénico a Oeste de Sesimbra, na depressão estrutural do sinclinal anelar do diapiro de Sesimbra, assim como de níveis de conglomerados com clastos carbonatados de naturezas diversas (com origem nas unidades mesozóicas regionais) no afloramento de Azeitão-Picheleiros (Azevêdo & Pimentel, 1995), levam a sugerir idade cretácica terminal para estas estruturas. Estes soerguimentos, apenas detectáveis através das discordâncias cartográficas e pelos referidos depósitos clásticos são provavelmente a manifestação distal da compressão pré-miocénica evidente que afectou a Bacia do Algarve, a sul, e a região de Lisboa, a norte, onde é claramente visível que o anticlinal da serra de Monsanto sobre o Complexo Vulcânico de Lisboa e os depósitos paleogénicos não afecta o Miocénico inferior.

O diapirismo, processo com extensão considerável ao nível da Bacia Lusitaniana particularmente entre o sector da Arrábida e a Falha da Nazaré (FN), enraíza na Formação de Dagorda¹ (argilas e margas evaporíticas do Hetangiano, praticamente da base da bacia) unidade que, pelas suas características reológicas, irá desempenhar também um papel fundamental no período de inversão tectónica da bacia, particularmente no que respeita a formação da Cadeia da Arrábida. A elevada anisotropia mecânica desta unidade relativamente ao restante pacote sedimentar da cobertura meso-cenozóica, combinada com a sua localização próxima dos bordos meridional e leste da Bacia Lusitaniana terá, segundo Kullberg *et al.* (2000), influenciado fortemente a geometria e a cinemática da deformação.

A inversão tectónica da bacia ocorre por colisão entre as placas Eurásia e África, pelo menos durante alguns períodos do Miocénico, gerando no ante-país alpino português estruturas compressivas, do tipo dobras e cavalgamentos, em particular na cobertura meso-cenozóica, reactivando estruturas frágeis relacionadas com a evolução, da Bacia Lusitaniana.

A primeira síntese sobre a geologia da Cadeia da Arrábida foi publicada num trabalho precursor de P. Choffat em 1908, apresentando-se a primeira cartografia geológica da região, com análise estratigráfica e tectónica. Neste trabalho são datados os principais acontecimentos geológicos relacionados com a inversão tectónica da Bacia Lusitaniana, locais e/ou com significado regional, embora algumas dessas datações tenham vindo a ser precisadas nos últimos anos (Antunes *et al.*, 1995), recorrendo-se a técnicas de datação mais precisas. Neste trabalho P. Choffat refere a existência de três linhas de deslocamento materializados por dobras e por falhas, aproximadamente E-W: a) uma primeira, mais meridional, representada apenas pelo flanco norte de anticlinais alinhados ao longo da fachada sul da península; b) uma segunda, mais a Norte e confinada ao sector oriental da cadeia, constituída pelos anticlinais do Formosinho e do Viso e, c) uma terceira, mais a Norte constituída pelos anticlinais de S. Luís. E de Gaiteiros.

Com base neste trabalho, em levantamentos efectuados por H. Seifert (1963) e outros inéditos, é publicada em 1964 a 1ª edição da folha 38-B (Setúbal) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000, acompanhada da respectiva Notícia Explicativa, sob a coordenação de G. Zbyszewski, permitindo já uma melhor compreensão das estruturas de inversão da cadeia e a sua relação com estruturas mais antigas. A 2ª edição é publicada em 1994, sob a coordenação de G. Manuppella, e a respectiva notícia explicativa (Manuppella, 1999).

A. Ribeiro *et al.* (1979) re-interpretam algumas das estruturas de P. Choffat, pela primeira vez sugerindo que a

escama de Palmela se trata de uma estrutura de colapso por gravidade associada ao desnível topográfico entre a serra a Oeste e a peneplanície a Este e não de uma escama estritamente associada à tectónica compressiva de imbricação de cavalgamentos.

Com uma perspectiva mais moderna de análise tectono-estrutural, Ribeiro & Ramalho (1986) interpretam pela primeira vez a Arrábida como uma cadeia de tectónica pelicular com descolamento basal enraizado na Formação de Dagorda.

Novos dados, interpretações e modelos sobre a inversão tectónica cenozóica na MOI, são publicados por Ribeiro *et al.* (1990) apresentando-se, com base principalmente nas estruturas de Sintra, Arrábida e da Boa-Viagem, uma re-interpretação do estilo tectónico das estruturas alpinas em Portugal, quer na cobertura (Bacias Lusitaniana e do Algarve) e no soco (Maciço Hespérico). Neste trabalho considerando a Cadeia da Arrábida como "the most elegant example of thin-skinned Alpine tectonics in west Iberia".

Com base em novos trabalhos de campo, em fotointerpretação e numa nova cartografia estrutural da região, para a qual contribuíram alguns trabalhos preliminares publicados, por exemplo, por Kullberg *et al.* (1995a; 1995b) e Ribeiro *et al.* (1996a; 1996b), é efectuada uma nova síntese por Kullberg *et al.* (2000). Neste trabalho é apresentada análise pormenorizada de todas as principais estruturas aflorantes na Cadeia da Arrábida, desde as relacionadas com a distensão mesozóica, as de halocinese, e ainda as relacionadas com a inversão da bacia, que serão as objecto de análise neste trabalho.

Serão descritas com pormenor, em primeiro lugar as estruturas que limitam a Cadeia da Arrábida e, posteriormente, as estruturas de inversão existentes no seu interior.

III.1. LIMITES EXTERNOS DA CADEIA DA ARRÁBIDA

A cadeia encontra-se geograficamente bem limitada, o que significa que a deformação se concentra principalmente no seu interior; desta forma, os limites estruturais constituem importantes barreiras tectónicas, particularmente os limites discretos, a Oeste, a Este e a Sul.

III.1.1. O SINCLINAL DE ALBUFEIRA

Limita setentrionalmente a cadeia, é um sinclinal amplo, assimétrico, com inclinações médias no flanco norte da ordem dos 5° a 10° e crescentes para norte, com cerca de 15° ainda nas unidades cenozóicas; o seu eixo localiza-se no alinhamento da lagoa de Albufeira possui um grande comprimento de onda, da ordem dos 20km, e termina no norte da península na falha do Gargalo do Tejo (FGT), dando lugar na região de Lisboa ao anticlinal de Monsanto. Aparentemente o sinclinal de Albufeira atenua-se para Este.

¹ Corresponde à unidade J¹_{Da} de Manuppella, 1994 e 1999, designada "Complexo pelítico-carbonatado-evaporítico (Margas de Dagorda)". É aqui utilizada nova designação, com base em Costa (coord.) (2006).

III.1.2. A FALHA DA ARRÁBIDA

A Sul da cadeia, na área imersa, tem sido considerada (Choffat, 1908; Ribeiro *et al.*, 1990; Kullberg *et al.*, 2000, entre outros) a existência de uma falha de direcção aproximadamente E-W, limitrofe da deformação compressiva miocénica e, simultaneamente, da deformação distensiva mesozóica. A existência da Falha da Arrábida, ainda não reconhecida cabalmente em sismica de reflexão, é inferida com base na necessidade geométrica de existência de cavalgamentos frontais em frente às dobras abruptamente truncadas pelo mar a Sul da cadeia (p. ex. Albarquel, Portinho da Arrábida e Cabo Espichel), na ausência de deformação compressiva comparável à da cadeia, a sul da mesma, observável nos perfis sísmicos de reflexão e, ainda com base na ausência de repetições estratigráficas nas sondagens de Golfinho e Pescada, localizadas na área imersa a Sul da cadeia (fig. 7).

A Falha da Arrábida constituiria o limite meridional da Bacia Lusitaniana durante o Mesozóico, correspondendo a falha de transferência com a Bacia do Alentejo a sul. Mais ainda, a sondagem Golfinho-1 (Go-1) situada cerca de 13 km a sul da actual linha de costa, nesta bacia, mostra importante diferença de espessura entre os sedimentos mesozóicos de ambas as bacias: cerca de 2500m na região da Arrábida e pouco mais de 1000m na sondagem.

III.1.3. AS RAMPAS LATERAIS EXTERNAS

A cadeia confina nas extremidades oriental e ocidental por rampas laterais, também estruturas herdadas da distensão mesozóica. As falhas normais afectando o soco paleozóico e a cobertura sedimentar mesozóica, que acomodaram a extensão aproximada E-W (Ribeiro *et al.*, 1979, 1990; Kullberg, 2000) da Bacia Lusitaniana, são reactivadas na inversão cenozóica como desligamentos: a) esquerdos nas falhas N-S a NNW-SSE, como é o caso da rampa lateral oriental, a FSPN e, b) direitos nas falhas NW-SE, como será o caso da rampa lateral ocidental, situada presumivelmente a cerca de 5 km na plataforma continental e que poderá pertencer ao lineamento de SSiM. Na FSPN encontra-se intruído o diapiro de Pinhal Novo que tem génese e idade diferente das outras estruturas de tectónica salina atrás referidas, e será muito provavelmente consequência da actividade tectónica na cadeia da Arrábida. De acordo com sondagens e sismica de reflexão que atravessa a FSPN, tem a forma de um rolo paralelo à falha com cerca de 1,2 km de diâmetro e 5 a 10 km de comprimento, e encontra-se intruído entre o Miocénico e o soco, formando uma almofada de sal no *footwall*. Segundo Kullberg *et al.* (2000), o sal ascendeu ao longo da falha (constituindo uma parede de sal) no Miocénico Superior ou mesmo posteriormente. A FSPN constituiu durante o Mesozóico o limite meridional da distensão associada à sub-bacia da Arrábida.

III.2. ESTRUTURAS DE INVERSÃO NA CADEIA DA ARRÁBIDA – GEOMETRIA E CINEMÁTICA

Como foi referido, aqui existe uma multiplicidade de estruturas geradas ao longo do Mesozóico que serão, algumas delas, reactivadas durante a inversão tectónica da Bacia Lusitaniana no Cenozóico. As estruturas diapíricas da zona central da cadeia não evidenciam reactivação especial, excepto no que concerne o deslocamento, horizontal e vertical, inerente ao movimento da cobertura ao longo dos cavalgamentos e à formação das grandes dobras.

Uma vez que cabe aqui abordar o tema da inversão tectónica cenozóica da Bacia Lusitaniana tomando como exemplo a Cadeia da Arrábida, também não será objecto de abordagem detalhada a estrutura de inversão tectónica precoce de Terras do Risco (a W de El Carmen) datada do Caloviano-Oxfordiano (Kullberg *et al.*, 2000; Terrinha *et al.*, 2002).

Desta forma, com base no Modelo Tectónico da Arrábida apresentado por Kullberg *et al.* (2000), apenas serão descritas as estruturas de inversão do Cenozóico, da extremidade Sudoeste, o sector menos invertido da cadeia, até ao Nordeste, o mais invertido (fig. 7).

III.2.1. SECTOR OCIDENTAL

Este sector é menos invertido da Arrábida, estando nele incluído o “Monoclinal” do Cabo Espichel, o *Horst* da Baralha, o Doma da Cova da Mijona e o Diapiro de Sesimbra. Apenas a primeira corresponde a uma estrutura de inversão aflorante à superfície, que efectivamente abrange todo o sector e estará relacionada com outras, interpretadas, nomeadamente um descolamento em profundidade e a Falha da Arrábida na plataforma actual.

- “Monoclinal” do Cabo Espichel

Trata-se do flanco longo de um anticlinal orientado WNW-ESE, cujo eixo se localiza a sul da actual linha de costa meridional. Este anticlinal corresponderá à estrutural dúctil associada à FA, localizada na plataforma (fig. 8). As unidades estratigráficas afectadas pela dobra, aflorantes do Cabo Espichel para Norte, são do Jurássico superior até o Miocénico.

Se considerarmos o doma da Cova da Mijona, apenas como uma estrutura de interferência, tectonicamente rodada (por dobramento) e translacionada (pelo descolamento basal) com todo o flanco da dobra, obter-se-á o perfil estratigráfico mais contínuo e completo da região (desde os dolomitos do Jurássicos), embora não o mais espesso da série mesozóica na Arrábida.

A amplitude de pendores é substancial e a sua variação muito brusca, diminuindo de Sul para Norte. Da zona de maiores pendores, na extremidade sul do Cabo Espichel, com valores da ordem dos 70°N, em cerca de 1200m (base do Cretácico em Lagosteiros) passam a ser de aproximadamente 25°N. 4500m a

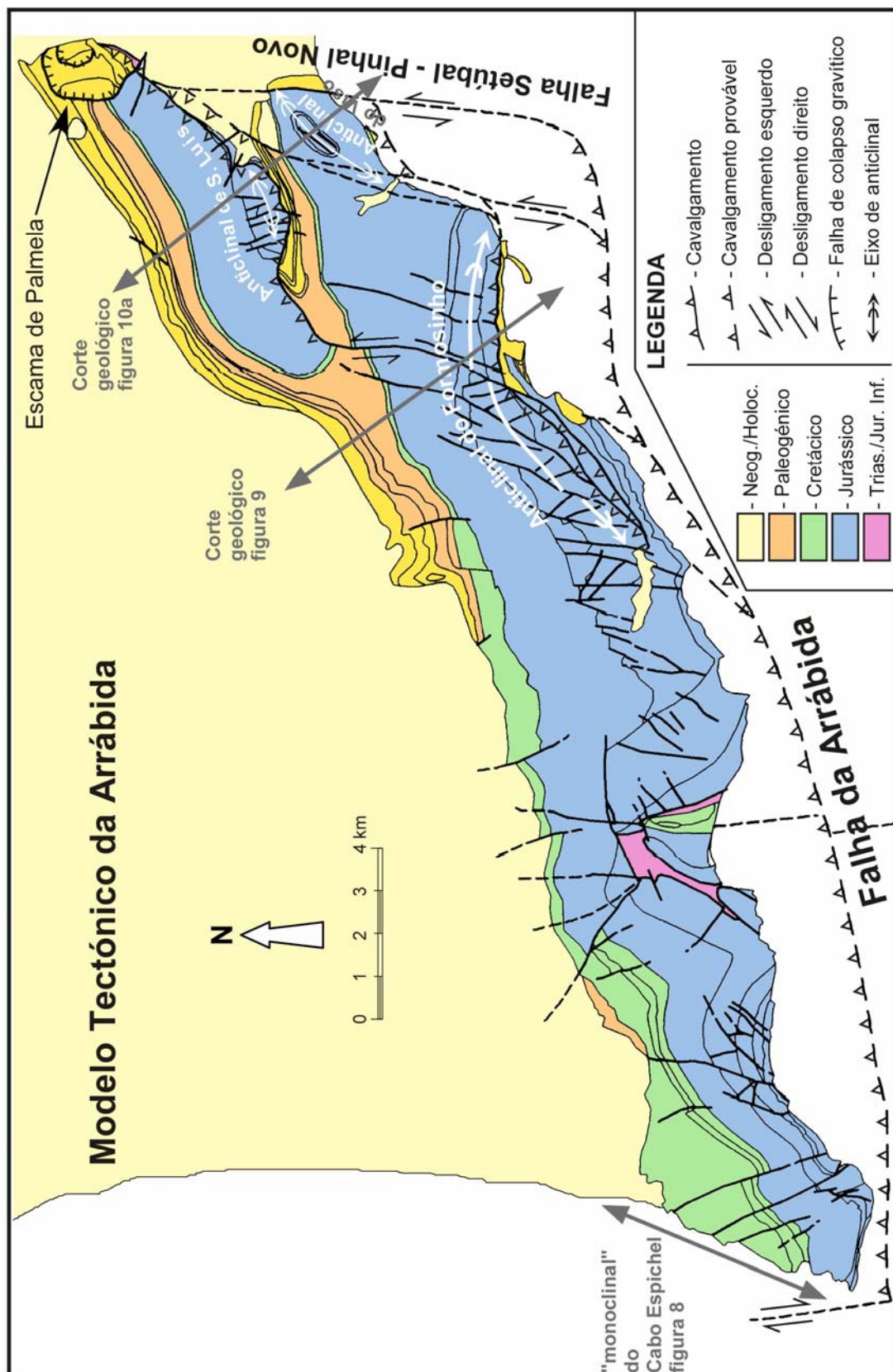


Fig. 7- Modelo tectónico da cadeia da Arrábida. Encontram-se localizadas as principais estruturas de inversão tectónica descritas no texto, a escama gravítica de Palmela, resultante do soerguimento Mioénico da cadeia e a posição dos cortes geológicos das figuras 8, 9 e 10.

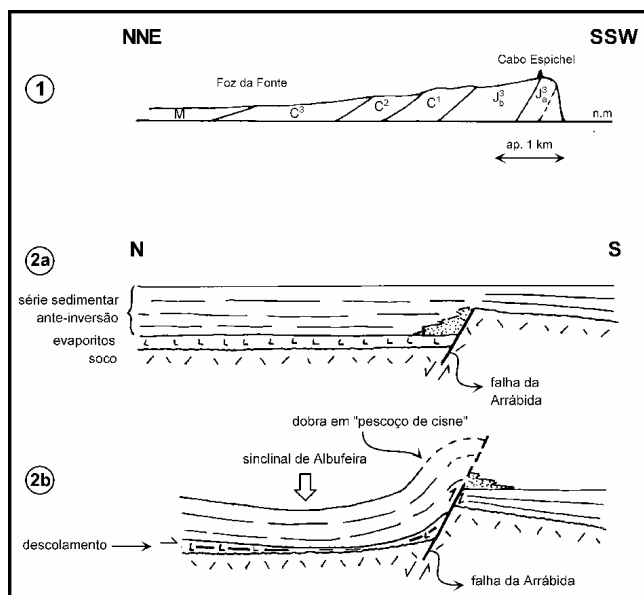


Fig. 8 – Cortes geológicos esquemáticos no monoclinal do Cabo Espichel: 1) posição actual do monoclinal; 2A) posição das séries sedimentares previamente à inversão tectónica; 2B) enquadramento do monoclinal do Cabo Espichel no contexto estrutural mais abrangente para norte e para sul. Adaptado de Kullberg *et al.* (2000).

Norte do cabo, junto ao limite com o Miocénico basal (praia da Foz da Fonte), as inclinações são da ordem dos 10°N.

Desta forma, apesar de não se conhecer o perfil completo da dobra é possível afirmar (Kullberg *et al.*, 2000) que não se assemelha ao das dobras assimétricas, que habitualmente exibem flancos longos pouco e regularmente inclinados, diminuindo progressivamente de inclinação próximo da charneira. Aqui, pelo contrário, o flanco longo da dobra exhibe um perfil em "pescoço de cisne", com uma variação muito acentuada e rápida dos valores de inclinação, mais elevados à aproximação da charneira. Esta geometria leva a considerar a hipótese da grande proximidade (a sul) da FA, muito inclinada (provavelmente sub-paralela à maior inclinação da estratificação), em cujo compartimento sul o soco deverá estar localizado a níveis mais elevados, funcionando como um contra-forte (*bufareis*) relativamente rígido oferecendo resistência à propagação da deformação, ao contrário das unidades sedimentares da cobertura, pertencentes ao *hangingwall*, mais deformáveis. Este indício é persistente para Este, tal como se verá na análise desse sector.

Algumas inferências parecem então já possíveis de estabelecer, nomeadamente:

i) esta seria uma falha normal da Bacia Lusitaniana, presumivelmente o seu limite tectónico meridional (o que explicaria o seu elevado ângulo de inclinação e o desnivelamento do soco) invertida durante o Cenozóico,

materializando deste modo a localização da "1ª linha de deslocamentos de Choffat (1908)";

ii) Apesar da expressiva inversão tectónica decorrente da importante deformação observada a sul, no Cabo Espichel, a inversão não terá recuperado integralmente o rejeito normal da FA;

iii) A vergência regional é para Sul.

III.2.2. SECTOR ORIENTAL

Este é o sector mais invertido da Cadeia da Arrábida. Abrange as 3 linhas de deslocamento definidas por P. Choffat (1908), a 1ª das quais aflora ao longo de uma estreita faixa paralela à actual linha de costa meridional e na Pedra da Anixa (fig. 7). A 2ª linha é constituída pelos anticlinais do Formosinho e do Viso e cavalgamentos associados.

– Anticlinal e Cavalgamento do Formosinho

Trata-se de um anticlinal assimétrico com cerca de 10 km de comprimento, associado a cavalgamento, com vergência para S. Desde a charneira até o extremo setentrional do flanco normal, afloram todas as unidades litostratigráficas regionais: desde o Lias ao Miocénico, com algumas descontinuidades e discordâncias angulares, principalmente a ausência do Cretácico inferior.

Nesta região afloram de forma persistente falhas com orientação entre N-S a NNE-SSW, que correspondem a falhas normais da Bacia Lusitaniana, algumas reactivadas como desligamento esquerdo ou como rampas laterais dos cavalgamentos durante a inversão tectónica da bacia, formando na região dos cavalgamentos frontais dos anticlinais do Formosinho e do Viso, uma sequência de blocos em dominó, formando duplexes de desligamento, limitados por rampas laterais e rampas frontais (fig. 7). Segundo estes autores, a movimentação lateral esquerda diferencial entre duplexes adjacentes induz deformação cisalhante no interior dos duplexes, que é acomodada por acidentes de menor escala, de tipo cisalhamento esquerdo secundário (Riedel) orientados segundo NNW-SSE, de tipo falha normal orientadas NW-SE e de tipo cavalgamento esquerdo nas direcções sub-perpendiculares à compressão máxima principal (NE-SW, ENE-WSW, E-W). Perpendicularmente à direcção da compressão máxima principal formaram-se duplexes de rampa frontal (fig. 7) (Kullberg *et al.*, 1995b, Kullberg *et al.*, 2000).

No núcleo do duplex do Formosinho, a rampa frontal separa dos domínios geometricamente bastante distintos (fig. 9): 1) no muro um sinclinal fechado, assimétrico, cujo flanco curto junto à rampa se encontra localmente invertido, mostra uma sequência (do Jurássico médio à base do Miocénico) com espessura bastante reduzida e passa bruscamente ao flanco longo, na extremidade meridional do Chão da Anixa; 2) no tecto observa-se uma charneira com grande raio de curvatura, a sequência

apresenta espessuras em tudo idênticas às regionais e o flanco curto não é observável (em parte porque a posição do litoral actual não o permite). A única ocorrência de flanco curto aflora associado à passagem da rampa frontal a lateral, na extremidade Oeste da estrutura. As estrias observadas nos planos de falha mergulham sistematicamente para norte; aproximadamente 10° a 15° nas rampas laterais e com valores próximos da linha de máxima inclinação nos planos de

cavalgamento. Este aspecto é facilmente observável em corte que se pode efectuar, de Norte para Sul, por exemplo ao longo da Estrada Regional 379-1, entre Azeitão e o Portinho da Arrábida onde se observa desde o núcleo do anticlinal, passando pelo flanco curto, até às rampas frontais-laterais, assim como falhas normais N-S da bacia reactivadas como desligamentos esquerdos (p. ex., na Pedreira do Jaspe).

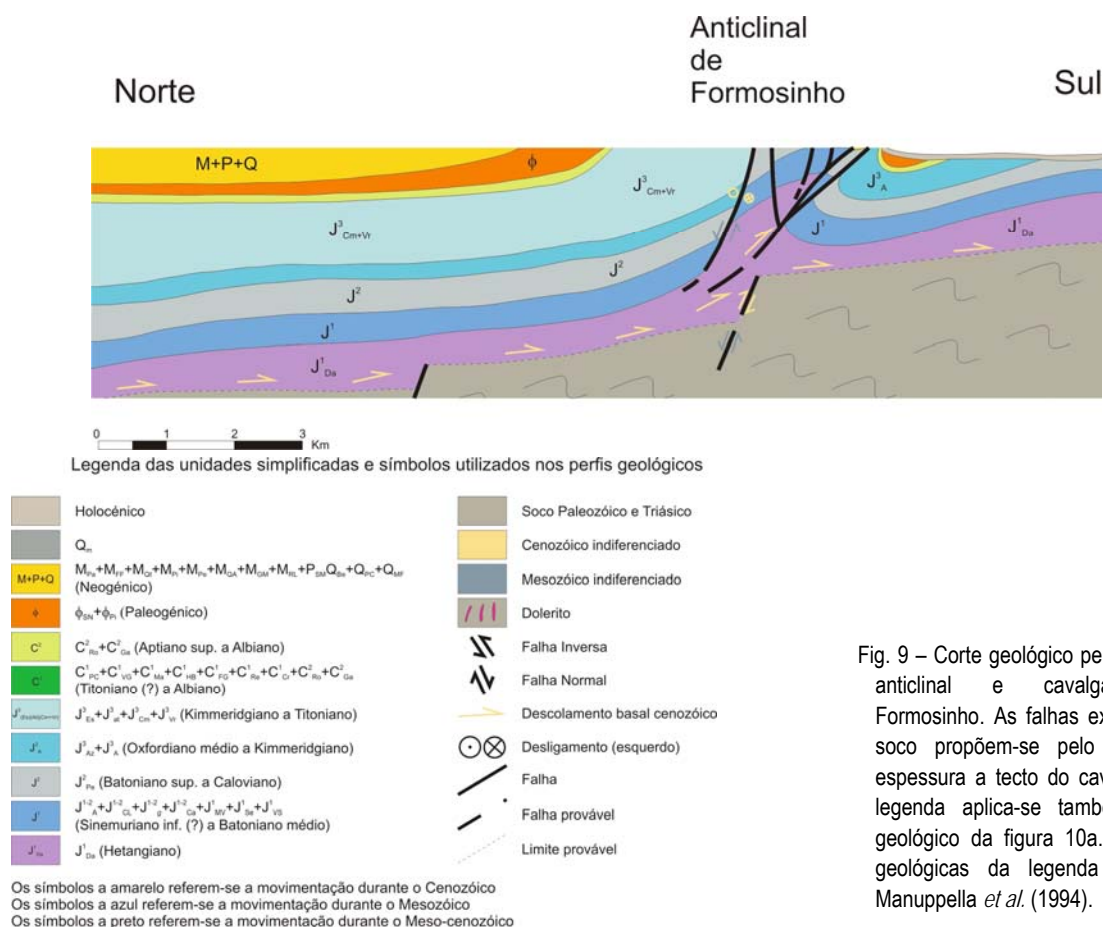


Fig. 9 – Corte geológico perpendicular ao anticlinal e cavalgamento de Formosinho. As falhas extensionais no soco propõem-se pelo aumento da espessura a tecto do cavalgamento. A legenda aplica-se também ao corte geológico da figura 10a. As unidades geológicas da legenda são as de Manuppella *et al.* (1994).

A forma cartográfica do Anticline do Formosinho, arqueada na metade ocidental, deve-se à rotação, associada ao deslocamento para sul, do eixo da dobra, ao longo dos desligamentos esquerdos, modificando uma orientação geral E-W na metade oriental, para NE-SW na restante porção.

A idade desta linha de deslocamentos foi pela primeira vez discutida por P. Choffat (1906; 1908). Este autor escreve, em 1906, o seguinte: *un fait singulier se présente au pied sud du Formosinho. C'est la superposition de l'Helvétien² supérieur, horizontal, sur les tranches du Jurassique redressé verticalement, attaqué par des coquilles perforantes, tandis que l'Oligocène et le Burdigalien se sont déposés à une centaine de*

mètres et ont pris part aux plissements. Nas unidades a muro da discordância angular observam-se perfurações de anelídeos e moluscos terciários (Choffat, 1908) particularmente nos calcários do Jurássico médio sub-verticais, para além de blocos do Jurássico superior elaborados e ressentimentos na unidade biocalcarenítica do Burdigaliano superior suprajacente à descontinuidade. Próximo deste afloramento observa-se o mesmo tipo de icnofósseis, mas em parede sub-vertical, claramente associada ao cavalgamento do Formosinho e fossilizada pelos mesmos biocalcarenítes.

Trabalho recente (Antunes *et al.* 1995), baseado em idades isotópicas obtidas pelo método do 87Sr/86Sr a partir de amostras de bivalves da unidade mais recente a muro e mais antiga a tecto da descontinuidade, permite constranger a idade

² Actual Langhiano (N.A.)

da lacuna entre os 17,5 e os 16,5 M.a., ou seja é intra-Burdigaliano superior.

Isto significa também que, num curto intervalo de tempo, a Serra da Arrábida: 1) ter-se-á erguido; 2) o bloco a muro, com o respectivo sinclinal de arraste, foi aplanado; 3) durante algum tempo a superfície da base e a escarpa de falha da rampa frontal terão ficado expostos ao desenvolvimento de actividade bentónica e 4) a sedimentação em bacia de ante-país ter-se-á desenvolvido de forma rápida e em ambiente muito hidrodinâmico, fossilizando uma plataforma de abrasão marinha e a respectiva arribada litoral de origem tectónica.

Admitindo que a elevação principal da Serra do Formosinho se terá produzido principalmente em episódio tectónico neste intervalo de tempo (Kullberg *et al.*, 2000), isto é, em 1,0 M.a., e que o bloco a tecto será terá elevado cerca de 3000m (cf. fig. 15, *ibid.*), a taxa de elevação (*uplift rate*) terá sido da ordem dos 3,0 mm/ano. Comparando com valores calculados de taxas de elevação actuais em determinados sectores de grandes cadeias de montanha, por exemplo da parte sudoeste dos Alpes (1,5 mm/a. \pm 0,3 mm/a., Gubler *et al.*, 1981) e dos Himalaias (~4-6 mm/a., Kumar *et al.*, 2006), verifica-se que as da Cadeia da Arrábida são da mesma ordem de grandeza.

Sintetizando:

- i) a estrutura do Formosinho está interferida por estruturas pertencentes à 3ª linha de deslocamentos;
- ii) a assimetria de estruturas a muro e tecto do cavalgamento do Formosinho aponta para que o sinclinal no bloco de apoio se trate de uma dobra de arraste, e a charneira

muito ampla com flanco curto praticamente inexistente no bloco suspenso, aponta para que a geometria do cavalgamento seja em patamar e rampa, o que é compatível com a geometria em duplexes em perfil;

iii) a presença de pelitos evaporíticos na proximidades do cavalgamento favorece a hipótese deles se encontrem injectados nos principais planos de falhas, facilitando o movimento.

iv) a vergência tectónica para sul fica muito claramente estabelecida na estrutura do Formosinho, para Sul, confirmando a inferida para a 1ª linha de deslocamentos a Oeste.

– Anticlinal do Viso

Em mapa, as camadas do Jurássico Médio bastante fracturadas constituem um núcleo completamente contornado pelas camadas do complexo argilo-conglomerático do Jurássico Superior, que se depositaram em discordância sobre aquele núcleo. Este conjunto do Jurássico Médio é formado por calcários e dolomitos mecanicamente muito competentes que actuaram como um bloco rígido e indentador do complexo argilo-conglomerático do Jurássico Superior que, pelo contrário, evidencia comportamento reológico bastante incompetente durante a inversão miocénica (fig. 10a).

A movimentação vertical diferencial detectada entre estas duas unidades mecânicas resultou provavelmente do

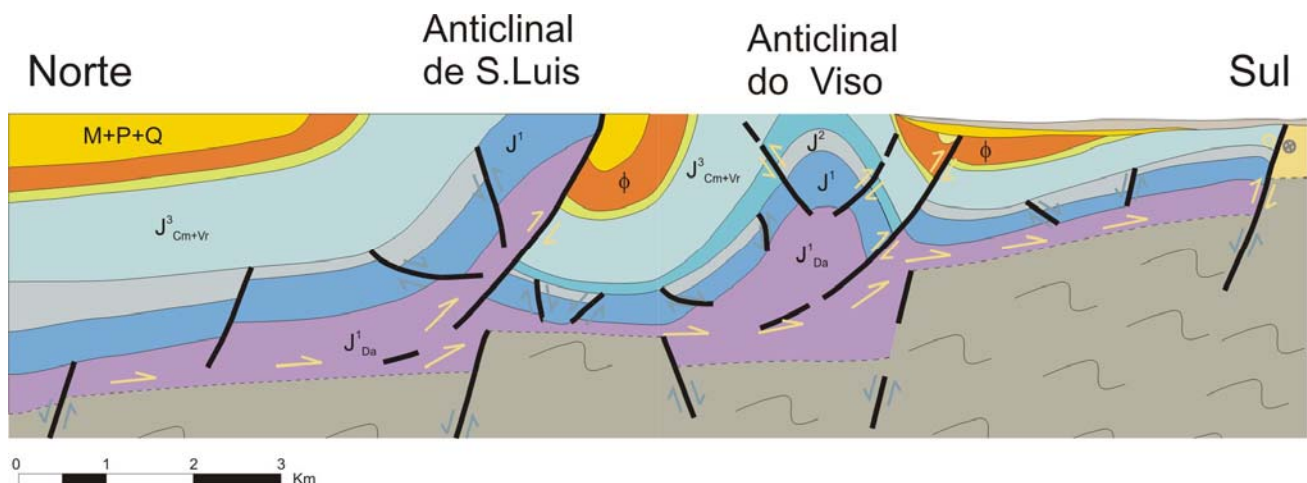


Fig. 10a – Corte geológico perpendicular aos anticlinais de S. Luís e de Viso, respectivamente 3ª e 2ª linhas de deslocamentos de Choffat (1908). A 1ª linha está associada à falha de Arrábida, localizada na área imersa (cf. figura 7).

escape vertical do bloco interior mais rígido, devido à constrição desenvolvida nesta área, a qual pode ter sido acentuada por uma geometria antiga em horst deste bloco do Jurássico Médio, geometria herdada de fases distensivas precoces e que muito provavelmente envolveram o soco (Kullberg *et al.*, 1995, Ribeiro

et al., 1996). Esta interpretação é compatível com os dados de gravimetria trabalhados por Silva (1992), que mostram anomalia de Bouguer positiva centrada nesta região do anticlinal do Viso.

A acomodação da deformação no complexo argilo-conglomerático do Malm produziu uma dobra com terminações

periclinais muito acentuadas, indicadora de escape vertical, com estiramento em “a”, semelhante a uma dobra em bainha (fig. 10b).

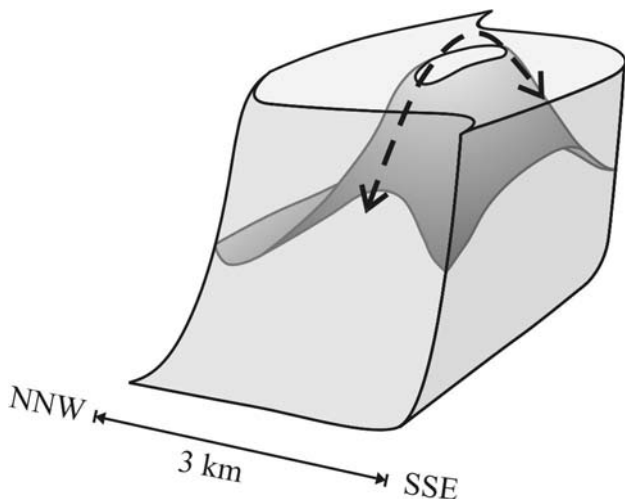


Fig. 10b – Esquema da dobra anticlinal de Viso de geometria em bainha, enquadrada por cavalgamentos de orientação ENE-WSW e desligamentos NNE-SSW.

No anticlinal do Viso, a unidade do Jurássico superior exhibe espessuras diferentes num e noutro flanco da dobra, por sua vez também diferentes das espessuras observadas nos flancos longos da dobra do Formosinho e da dobra de S. Luís. A espessura no flanco norte do anticlinal do Viso, o menos inclinado, é de cerca de 500 m, enquanto no flanco sul, o mais inclinado, praticamente vertical, a espessura é da ordem dos 800 m. No flanco longo do Formosinho é da ordem dos 1100m e a norte de S. Luís é de cerca de 950 a 1000 m. O perfil restaurado publicado por Kullberg *et al.* (2000) mostra que o cavalgamento de S. Luís, a Norte, funcionou como falha normal durante o Malm, o que pode explicar a maior espessura da unidade naquele compartimento. Do mesmo modo, uma das falhas do sistema de rampas frontais (ENE-WSW), antigas falhas normais jurássicas sin-sedimentares, poderia justificar a maior espessura do Malm neste flanco do anticlinal do Viso (fig. 10c).

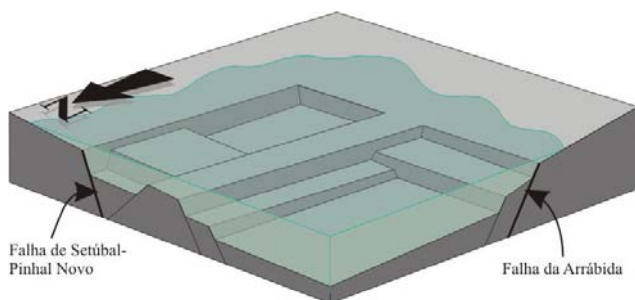


Fig. 10c - Bloco diagrama que representa a compartimentação ocorrida no sector sul da Bacia Lusitaniana durante o Dogger. A verde assinala-se provável limite paleogeográfico irregular

deste sector da Bacia, a Sul e a Este, respectivamente, das falhas da Arrábida e de Setúbal-Pinhal Novo. Ambos os sistemas extensionais sub-perpendiculares foram responsáveis por assimetrias de espessuras a tecto e a muro das falhas extensionais.

Cartograficamente, observa-se alguma obliquidade (entre 25° e 30°) entre a projecção horizontal do eixo curvo da dobra em bainha do Viso (aproximadamente NE-SW) e os eixos das outras dobras principais deste sector da cadeia (Formosinho e S. Luís, com orientações gerais entre E-W e ENE-WSW), ou seja uma possível rotação sinistrógiro da estrutura, sugerindo que o anticlinal do Viso esteja também limitado por rampas laterais que induzem uma rotação no mesmo sentido, tornando-a muito provavelmente independente do duplex do Formosinho.

A ocorrência quase completa da sequência da cobertura sedimentar no flanco inverso sugere a existência duma rampa frontal pouco a sul da actual linha de costa. A maior deformação observada no anticlinal do Viso relativamente à de outros sectores da cadeia pode ser explicada por: i) constrangimentos geométricos locais pois o anticlinal do Viso está no interior de um bloco que é simultaneamente um duplex - em planta - de cisalhamento simples esquerdo e um duplex - em perfil - de cavalgamentos vergentes para sul, formando blocos tridimensionais inteiramente limitados por este tipo de estruturas; ii) deformação progressiva pois este anticlinal foi posteriormente cavalgado pela estrutura de S. Luís ou, ainda, iii) o Jurássico médio ter sofrido um evento de inversão tectónica previamente à deposição do Jurássico superior (Terrinha *et al.* 2002), tendo assim acumulado dois eventos de encurtamento.

– Anticlinal e cavalgamento de S. Luís

Estas estruturas materializam a 3ª linha de deslocamentos de P. Choffat (1908), que acrescenta ainda o anticlinal de Gaiteiros e a escama de Palmela.

A Serra de S. Luís corresponde a um anticlinal cujo núcleo é constituído por calcários dolomíticos de idade Lias e Dogger (fig. 10a). É uma dobra assimétrica cavalgante para sul com eixo orientado segundo WSW-ENE. O núcleo Jurássico deste anticlinal que praticamente não tem flanco curto, tal como o do Formosinho, cavalga o Miocénico deformado em sinclinal (Sinclinal de Rego d'Água, cf. Kullberg *et al.*, 1995b), no bloco a muro do acidente. O núcleo do anticlinal conserva a sua estruturação Mesozóica, sendo visível uma sequência de *horitas* e *grabens* selados pelas primeiras unidades do Jurássico superior. A unidade de base do Jurássico superior (equivalente à da Brecha da Arrábida observável por exemplo na Pedreira do Jaspe: J_{01A} (Manuppella, 1994; 1999) assenta de forma discordante, marcada por superfície de carsificação fossilizada, sobre este conjunto de estruturas distensivas. Restauração de perfil geológico NNW-SSE (Kullberg *et al.* 2000) põe em evidência a existência de falha normal durante o Jurássico superior, com abatimento para norte, responsável por importante

variação de espessuras; foi da reactivação desta falha que evoluiu o cavalgamento de S. Luís durante a inversão da bacia Lusitaniana, daí a inclinação elevada e injeção de evaporitos que apresenta.

Tal como no Viso, na estrutura de S. Luís observa-se nítido comportamento diferencial das várias unidades litostratigráficas, agrupáveis em “pacotes” com diferentes estilos de deformação. De baixo para cima temos: 1) a Formação de Dagorda tem claramente um comportamento dúctil (afiora no núcleo do anticlinal, assim como em diferentes locais ao longo da continuação do cavalgamento para Este); 2) as unidades dolomíticas e calcárias do Jurássico inferior e médio formam um pacote, espesso, com nítido comportamento frágil e, 3) o conjunto do Jurássico superior, Paleogénico e Miocénico inferior, onde os materiais pelíticos são abundantes, apresenta novamente comportamento dúctil a dúctil-frágil.

Apesar do elevado mergulho para oeste que o eixo do anticlinal de S. Luís apresenta na extremidade ocidental, o eixo apresenta-se genericamente horizontal mas com ondulações de direcção aproximadamente N-S na zona central da estrutura, devidos a contracção paralela ao eixo do anticlinal. Esta é mais uma evidência do carácter constitutivo da deformação associado a todas as principais estruturas do Sector Oriental da cadeia.

De acordo com estimativas efectuadas a partir de modelação gravimétrica de Silva (1992) e de perfis geológicos constrangidos por esta modelação e por sondagens profundas efectuadas na região do Barreiro, Kullberg *et al.* (2000) sugerem, a norte de S. Luís, uma profundidade entre 2,2 e 3,5 km para o nível de descolamento basal enraizado na Formação de Dagorda, regularmente inclinado para norte.

Como já foi referido, Paul Choffat considerou uma outra estrutura, independente da estrutura de S. Luís, embora na sua continuação: o Anticlinal de Gaiteiros. Apesar deste autor confirmar que apenas se observa o flanco longo (flanco Norte), considera a estrutura independente de S. Luís; isto porque as camadas do flanco normal, logo o próprio eixo, têm orientação diferente de S. Luís e idêntica à do Viso, pelo que pelas mesmas razões que tinha separado este relativamente ao Formosinho, o faz também entre S. Luís e Gaiteiros. Este autor nota que o núcleo da Serra de Gaiteiros não corresponde ao núcleo do anticlinal mas sim a um relevo de resistência relacionado com uma grande espessura de conglomerados do Jurássico superior, inclinando para Norte. Coloca a charneira do anticlinal junto ao cavalgamento, numa faixa estreita e descontínua constituída por dolomitos do Jurássico inferior-médio, por sua vez injectados por pelitos evaporíticos da Formação de Dagorda, que inclusivamente chegaram a ser explorados, uma vez que as faixas por vezes atingem espessuras decamétricas (a sul de Palmela).

Ao contrário do que acontece com os outros relevos principais do sector oriental da cadeia, que se trata de relevos de resistência, concordantes com a estrutura geológica, no caso

de Gaiteiros o relevo é simplesmente de resistência. A diferente orientação geral do eixo é explicável pela proximidade à rampa lateral de Setúbal-Pinhal Novo e ao próprio encurvamento cartográfico do cavalgamento que, na sua proximidade, adquire geometria sigmoidal. O maior encurvamento local do cavalgamento de S. Luís a Este da Serra, com forte desvio para Norte até à ribeira de Pai Mouro, encaixada por pequena falha de transferência, prende-se com o facto do cavalgamento se encontrar em situação de patamar e, logo, com a rápida perda de cota da Serra, o mesmo “recuar” acentuadamente até ao alinhamento na base da Serra de Gaiteiros. Assim, apesar de não aflorar a zona axial do anticlinal a sul da Serra de Gaiteiros, estes argumentos, a que se junta a continuidade cartográfica dos conglomerados para o flanco normal do Anticlinal de S. Luís, não existem razões para considerar duas estruturas independentes.

A estrutura de S. Luís apresenta características geométricas muito semelhantes às do Formosinho, a tecto e a muro do cavalgamento. No tecto, o anticlinal é relativamente amplo e o flanco curto, que não aflora, provavelmente também não terá existido ou a sua dimensão terá sido muito reduzida. A muro, existe um sinclinal muito fechado, o Sinclinal de Rego d'Água, cujo flanco Norte apresenta inversões locais das unidades mais próximas do núcleo: do Paleogénico até o Miocénico médio (M_{PI} – “Arenitos e calcarenitos de Pinhal e Castelo de Palmela”, Serravaliano a Langhiano, in Manuppella *et al.*, 2000). A deformação claramente concentra-se na proximidade da rampa frontal.

Quanto à idade da estrutura de S. Luís, cartograficamente verifica-se que o cavalgamento, a Este, intersecta todas as unidades do Miocénico, incluindo os “Conglomerados de Guarda-Mor” (M_{GM} *ibid.*), datados do Tortoniano. Nos cortes das ravinas da Flamengo e da carreira de tiro, onde se integra esta unidade, P. Choffat (1908) refere inclinações da ordem dos 5° a 10° para Norte e a ocorrência de blocos do Jurássico superior e calhaus angulosos de dolomitos incorporados nestes conglomerados. Desta forma, os “Conglomerados de Guarda-Mor” corresponderão a depósitos molássicos associados ao cavalgamento e anticlinal de S. Luís, ou seja, é uma unidade sintectónica. Estes conglomerados, continentais, são posteriores às “Areias da Quinta da Torre” (M_{QT}), de fácies marinha, que é a unidade miocénica mais recente aflorante no flanco norte de S. Luís; por sua vez, estão subjacentes aos “Depósitos de Ribeira da Lage” (M_L in Manuppella, 1999), novamente de fácies marinha, com idade duvidosa entre o Tortoniano superior e o Messiniano. De acordo com as idades presentes na Tabela Estratigráfica da *International Commission on Stratigraphy* (Gradstein *et al.*, 2004), a segunda fase principal de inversão da bacia Lusitaniana, no sector da Arrábida, terá ocorrido entre os 11,60 e 7,25 M.a., provavelmente mais próximo dos 8 a 7 M.a. (Tortoniano superior).

A terceira estrutura existente nesta “linha de deslocamentos” é, segundo Choffat (1908), a escama de Palmela; trata-se de uma estrutura de colapso gravítico, decorrente de um gradiente morfológico entre o flanco normal do Anticlinal do Formosinho soerguido no compartimento deformado e o bloco estável a Este. Assim, não é directamente uma estrutura de inversão tectónica, pelo que não será aqui abordada (para outros desenvolvimentos, vide Kullberg *et al.* 2000).

Mais algumas conclusões parciais podem desde já ser avançadas referentes ao conjunto de estruturas de S. Luís:

- i) apresentam geometria e estilo tectónico em tudo semelhantes às do Formosinho;
- ii) a vergência continua consistente com as determinadas em todas as estruturas da cadeia da Arrábida;
- iii) têm idade posterior às estruturas do Formosinho.

III.3. SÍNTESE E DISCUSSÃO

A cadeia orogénica da Arrábida é formada por empilhamentos de cavalgamentos vergentes para sul, no antepaís da frente de colisão entre as placas África e Eurásia, principalmente representada na Ibéria pela Cadeia Bética, vergente para norte. Segundo o modelo proposto por Ribeiro *et al.* (1990), os cavalgamentos enraízam num descolamento basal, ao nível dos evaporitos da base do Jurássico, entre as unidades das bacias sedimentares meso-cenozóicas e o soco cristalino. Simetricamente, a norte, ter-se-á desenvolvido o cavalgamento a norte da serra de Sintra, vergente para norte.

Na Cadeia da Arrábida, o empilhamento dos cavalgamentos fez-se de Sul para Norte, inversamente ao sentido de transporte tectónico, ou seja, uma sequência retrogradante ou de *overstep*. Verifica-se, através da análise cartográfica e fabrics de deformação (*strain fabrics*) ainda um aumento da inversão tectónica e da distorção associada de Oeste para Este, provavelmente associados ao efeito de indentação da estrutura de Lisboa, constrangida entre a hipotética falha do Gargalo do Tejo e a FSPN (Ribeiro *et al.*, 1996).

O estilo das estruturas de inversão tectónica é consequência da movimentação cavalgante nas rampas frontais (*fault propagation folds*), descolando sobre o nível evaporítico da Formação de Dagorda, ou seja, empilhamento tectónico pelicular (*thin skinned tectonics*). Contudo, as anomalias gravimétricas sugerem algum envolvimento do soco, particularmente nas principais estruturas (*thick skinned tectonics*) (Kullberg *et al.*, 2000).

O facto de se tratar principalmente de tectónica pelicular implica um elevado encurtamento, onde o valor de $e = 35\%$ ($l_0/l_1 \times 100$, “ l ” é o comprimento final e “ l_0 ” o comprimento inicial) determinado a partir de perfil balanceado efectuado por Kullberg *et al.* (2000), ao longo da faixa que constitui a cadeia, é

expectável para este tipo de ambiente tectónico. O valor de encurtamento (“ e ”) estimado para o sector entre a serra de Sintra e a cadeia da Arrábida é apenas de 6%, evidenciando a concentração da deformação em zonas muito restritas. Mas, apesar do grande encurtamento ao longo da cadeia, a topografia da base do soco não terá sido recuperada, sendo a maior inversão no soco registada no cavalgamento a Norte da serra de Sintra.

Considerando para a Cadeia da Arrábida um intervalo de actuação de 16,5-9,5=7,0 M.a., durante o qual se produziu encurtamento, por sua vez com um valor estimado (a partir do modelo pelicular) de $l_0 \times e = l_1$, onde $e = 0,35$ e $l_1 = 10\text{km}$ (valores atrás referidos), obtém-se $l_0 = 15,4\text{km}$, ou seja um encurtamento de $15,4 - 10,0 = 5,4\text{km}$. A taxa de encurtamento será então de $5,4 : 7,0 \approx 0,8 \text{ km/M.a.} (= 0,8 \text{ mm/ano})$.

IV. ESTRUTURA E TECTÓNICA DA REGIÃO SINTRA-LISBOA

IV.1. A TECTÓNICA COMPRESSIVA

A estrutura e tectónica da região de Lisboa, esquematizadas na figura 1a, evidenciam claramente os efeitos da inversão tectónica pré-miocénica e, na região de Sintra, os efeitos da deformação associada à intrusão do Maciço Eruptivo de Sintra ou Complexo Ígneo de Sintra (CIS).

A inversão tectónica miocénica evidentemente manifesta no sector da serra da Arrábida, escassos efeitos teve, comparativamente, neste sector, como pode ser deduzido pela ausência de dobramentos significativos nos sedimentos miocénicos, enquanto os cretácicos e paleogénicos se encontram francamente dobrados e cavalgados. O Miocénico de Lisboa encontra-se apenas suavemente dobrado e discordante sobre as formações anteriores na região de Lisboa e não apresenta relações de corte evidentes com os principais cavalgamentos, embora seja de crer que estes, assim como os desligamentos NW-SE e NE-SW, tenham sido reactivados no Miocénico durante a compressão fortemente experimentada na Arrábida.

- O Cavalgamento de Sintra e estruturas associadas

O Cavalgamento de Sintra, de orientação geral E-W na parte ocidental da região com transporte para Norte é a falha mais notável da região. Na representação cartográfica de Kullberg e Kullberg (2000) (e na carta geológica) esta falha apresenta-se como uma estrutura simples no contacto entre o CIS e o encaixante sedimentar. No limite oriental do CIS o cavalgamento apresenta duplicações e falhas sub-perpendiculares de transferência de movimento do mesmo cavalgamento progressivamente para norte. No segmento oriental da região, entre estas falhas de transferência e o rio Tejo, o cavalgamento não se encontra reconhecido, tratando-se possivelmente dum cavalgamento cego e as dobras sucedem-se

entre a possível falha do Gargalo do Tejo de orientação aproximada E-W e a região de Loures. A sua cartografia na área imersa encontra-se todavia por realizar.

Este cavalgamento deforma todas as formações encaixantes, das quais as mais recentes são de idade paleogénica. A actividade paleogénica para a actividade do Cavalgamento de Sintra é compatível com idades paleogénicas de exumação do CIS estabelecidas com base em medições de traços de fissão em apatites (Stapel, 1999).

As falhas de direcção N-S que funcionam como rampas laterais dos cavalgamentos são provavelmente herdadas da distensão jurássica, como é sugerido por perfis sísmicos de reflexão de orientação E-W localizados pouco mais a Norte da área de estudo (latitude aproximadamente N39° 2',4, *vide* Rasmunssen *et al.*, 1998).

As falhas de orientação NW-SE e NE-SW que funcionaram como desligamentos, respectivamente dextrógiros e sinistógiros durante a inversão tectónica, formação das dobras da região e transporte tectónico no cavalgamento de Sintra não são falhas conjugadas deste evento tectónico, no sentido estrito, i.e. não se formaram durante este evento tectónico. Estas falhas foram activas durante a distensão no jurássico médio e superior como se pode constatar em diversos locais, como por exemplo no Forte da Baralha na serra da Arrábida (Kullberg 2000) e no litoral entre a praia do Guincho e a pont da Abelheira (Terrinha *et al.* Subm.), respectivamente. Contudo, a origem destas falhas remonta ao episódio de fracturação tardi-varisca, provavelmente (Arthaud e Matte, 1977 e Ribeiro, 2002). Posteriormente, estas falhas foram reutilizadas como vias de ascensão magmática síncronas do evento magmático alcalino neo-cretácico de Sintra, Sines e Monchique (Terrinha 1998, Terrinha *et al.*, 2003, Terrinha *et al.*, subm.). O levantamento cartográfico mostra claramente a reactivação duma destas falhas (NW-SE) afectando o Miocénico inferior na zona de Oeiras.

- O anticlinal de Monsanto

A estrutura morfo-tectónica de maior relevância na região da cidade de Lisboa é o anticlinal de Monsanto onde afloram o Cretácico inferior no centro, o Complexo Vulcânico de Lisboa (CVL) na periferia e o Complexo de Benfica no flanco norte. A direcção do anticlinal é aproximadamente E-W e a estratificação nos flanco atinge valores máximos de cerca de 60° para Norte e para Sul. O contacto entre o Cretácico e o CVL no flanco Sul é feito por falha, bastante inclinada e com componente cavalgante. O Miocénico a norte do anticlinal encontra-se sub-horizontal apenas apresentando estruturas discretas mesoscópicas de compressão.

IV.2. TECTÓNICA INTRUSIVA

A tectónica associada à intrusão do Complexo Ígneo de Sintra (CIS) deve ser analisada quer do ponto de vista

geométrico quer cronológico, como qualquer outro tipo de deformação. Enquanto que as relações de corte entre os corpos magmáticos podem ser esclarecedoras em relação à sua cronologia, as relações de corte entre estes e as formações sedimentares apenas nos atestam sobre a anterioridade do encaixante e não sobre a fase intrusiva. Deste modo, é imprescindível um bom constrangimento das idades das formações magmáticas para se poder calibrar cronologicamente a sequência dos respectivos eventos de deformação.

O CIS é constituído por uma formação granítica cuja idade ronda os 82 M.a. (Bonhomme *et al.*, 1961; MacIntyre e Berger, 1982; Miranda *et al.* 2006), de forma aflorante elíptica com eixo maior de orientação E-W, que envolve uma intrusão de forma aflorante oval, de eixo maior tem direcção NNW-SSE, cuja idade se encontra estabelecida entre os 75 e os 78 M.a. (Storetvedt *et al.*, 1987) constituída por gabros, dioritos, sienitos e brechas intrusivas. Uma descrição pormenorizada destas formações encontra-se em Alves (1964). A estas duas intrusões encontram-se associados campos filoneanos também descritos por Alves (1964) e que se podem sistematizar em soleiras, filões cónico (*cone sheets*) e diques radiais.

A deformação associada à intrusão do CIS pode subdividir-se em: i) formação de brechas intrusivas, ii) deformação dúctil no encaixante e iii) deformação discreta (ou frágil) no encaixante.

As brechas, que podem ser de composição variada (Alves 1964) ocorrem nos contactos entre a intrusão granítica e a gabro-sienítica ou no interior desta última.

As soleiras, de micro-gabro, dolerito ou lamprófiros observam-se no encaixante e não foram observadas relações de corte entre elas e o granito. Ocorrem profusamente no flanco Oeste do CIS e são menos comuns no flanco Sul, onde são cortadas por diques radiais e cónicos. As soleiras e o encaixante foram estirados pela intrusão do granito de Sintra, evidente apenas junto ao contacto sob a forma de estruturas em dominó nas soleiras e sedimentos, achatamento de calhaus nos conglomerados do Jurássico superior, bandas de cisalhamento e fissuras tractivas nos sedimentos. Estas últimas são sistematicamente sub-perpendiculares à estratificação, inclinando no sentido da intrusão e conferem um aspecto característico “zebrado” à rocha, de bandas brancas e negras, provavelmente devido à oxidação de matéria orgânica nos pelitos do Oxfordiano por fluidos circulantes exalados da intrusão ou por convecção controlada pelo calor emanado da mesma.

Soleiras de micro-gabro foram datadas entre os 85 M.a. e os 93 Ma, entre Paço d'Ilhas (38° 59' 54"N, 9° 24' 02"W) e Foz da Fonte (38° 27' 03"N; 9° 12' 06"W) (Mahmoudi, 1991, Miranda *et al.*, 2006). Sugere-se que as soleiras sejam a manifestação superficial dum magmatismo do qual derivou o granito de Sintra, anterior à intrusão gabro-sienítica e CVL (Terrinha 1998, Terrinha *et al.*, 2003, Terrinha *et al.*, subm.).

Os diques cónicos podem ser de composição variada, vulgarmente félsicos e encontram-se restritos à parte central do flanco sul do CIS; inclinam no sentido da intrusão, para Norte e Noroeste, ou seja em direcção à intrusão mais recente da série gabro-sienítica. Algumas relações de corte podem ser observadas, indicando que as soleiras precedem os diques cónicos, o que conjuntamente com a sua orientação e o facto de cortarem o granito, sugerir fortemente que se encontrem geneticamente relacionados com a intrusão gabro-sienítica.

Os diques radiais, geralmente máficos e alterados, cortando os radiais, são menos comuns que os anteriores e ocorrem nos sectores centrais da intrusão, a Sul e a Norte da intrusão.

Levantamento gravimétrico (Terrinha *et al.*, 2003 e Terrinha *et al.*, submetido) abrangendo o CIS e o encaixante mostra que o Granito de Sintra forma uma soleira cuja espessura actual média de 0,5 km com máximos não excedendo 1 km, com terminações em bisel sub-aflorantes que se estendem aproximadamente entre 1 km e 2,5 km a Sul e a Norte do encaixante. As rochas gabróicas apresentam uma geometria aproximadamente cilíndrica cujas terminações atingem profundidades da ordem dos 4 km. As estruturas alimentadoras são planares e de direcção NW-SE, NE-SW e E-W, as direcções das falhas existentes na região. Os resultados de Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (AMS) são compatíveis com os de gravimetria no que respeita às fontes magmáticas. O corte geológico esquemático da figura 11, realizado à escala, inclui os resultados da modelação gravimétrica e indica um transporte tectónico para Norte com uma componente de 2 km no plano de cavalgamento.

O afloramento de rochas gabróicas ao longo do plano do Cavalcamento de Sintra sugere este tratar-se de falha pré-existente, provavelmente distensiva, inclinando para Sul, que poderia constituir o rebordo duma paleo-topografia de onde procederam os transportes de massa hoje observados entre a praia do Guincho e ponta da Abelheira.

IV.3. A TECTÓNICA DISTENSIVA

Menos evidentes são as estruturas associadas à tectónica distensiva, pois na região encontram-se principalmente aflorantes rochas de idades posteriores às fases principais de rifting que ocorreram durante o Jurássico e ao início do alastramento oceânico que, a esta latitude terá tido início no Barremiano-Aptiano (ref). Contudo, no litoral a sul da serra de Sintra, entre a praia de Guincho e a ponta da Abelheira, podem observar-se algumas estruturas extensionais no Jurássico superior de direcção NW-SE e NE-SW, assim como a evolução de fácies associada à distensão e subsidência desta época, onde se exibem magníficos exemplos de depósitos de massa interestratificados com hemipelagitos. Estes depósitos estão certamente associados a diferenciais topográficos importantes gerados pela fase distensiva do Jurássico superior, não sendo, porém óbvia o local de procedência dos mesmos. (Ellis, 1984)

propõe com base em observações de campo que o transporte sedimentar se tenha feito de Oeste para Este. A geometria sub-ortogonal entre falhas de direcção que varia entre N-S a NNE-SSW e E-W a ENE-WSW que se verifica em diversas estruturas maiores da Bacia Lusitaniana, como por exemplo no sector de Arrábida e Montejunto – Torres Vedras, sugere que o mesmo padrão se possa apresentar na região de Lisboa-Sintra, onde as falhas E-W seriam a Falha do Gargalo do Tejo, e a possível falha normal que deu origem por inversão tectónica ao Cavalcamento de Sintra; as falhas de direcção N-S seriam as que se apresentam no mapa da figura 1a (por exemplo a Falha de Setúbal-Pinhal Novo ou as falhas de transferência do Cavalcamento de Sintra). Contudo, a aplicação deste modelo geométrico para a região de Lisboa carece ainda de consubstanciação factual.

IV.4. MODELOS PARA O LINEAMENTO SINTRA-SINES-MONCHIQUE

O lineamento constituído pelas intrusões de Sintra, Sines e Monchique é certamente um exemplo paradigmático da evolução da incerteza entre o mito e o facto na geologia de Portugal. A proposta de que este lineamento pudesse corresponder a uma falha profunda que os relacionasse aos três, remonta, pelo menos, ao trabalho de Mendes (1968). Neste seu trabalho pioneiro em Portugal sobre datações geocronológicas, utilizando o sistema do Rb/Sr, o autor não avança hipóteses tectónicas sobre a formação ou cinemática desta estrutura nem mesmo mecanismos de intrusão. Este passo conceptual foi dado posteriormente em Ribeiro *et al.* (1979) que propôs que a Falha Sintra-Sines-Monchique (FSSM) se tivesse formado como desligamento direito, contemporaneamente com a rotação sinistrgira da Ibéria durante o Cretácico.

Este autor observou ainda que as formas aflorantes elípticas das três intrusões, alongadas segundo a direcção E-W, estariam relacionadas com os mecanismos tectónicos de controlo das intrusões: as intrusões teriam ocorrido em locais onde a falha NNW-SSE tivesse intersectado as falhas conjugadas NE-SW e, o alongamento segundo a direcção E-W resultaria da soma da deformação cisalhante dextrógira na falha NNW-SSE com uma componente extensional E-W, resultante duma distensão remanescente E-W do rifting da Margem Oeste Portuguesa (Ribeiro *et al.*, 1979 e com. pess.). Este autor propõe ainda, pela primeira vez, que a existência duma quarta intrusão neo-cretácica no Banco de Guadalquivir, localizado no *offshore*, aproximadamente 100 km a Sul de Faro, onde se haviam dragado amostras de *flysch* Carbónico da Zona Sul Portuguesa com evidências de metamorfismo epitermal.

Mougenot (1980-81) propôs que a FSSM fosse descontínua, formada por segmentos escalonados, unidos por falhas de conexão (*relay faults*) de orientação E-W, ao longo das quais se teriam instalado as intrusões, daí resultando a sua

forma E-W, durante o evento compressivo do Cretácico Superior.

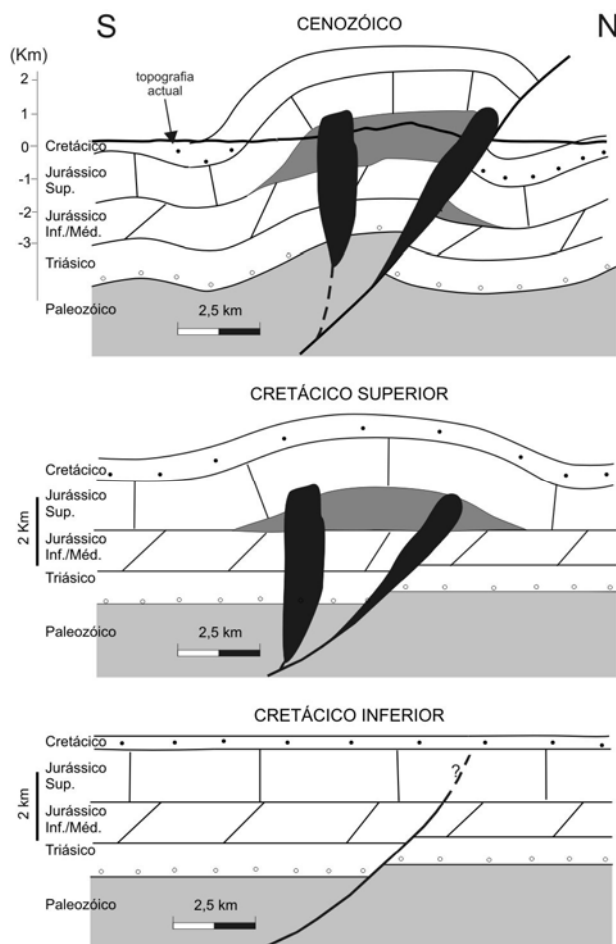


Fig. 11 - Corte geológico esquemático, realizado à escala, incluindo os resultados do levantamento gravimétrico realizado (Terrinha et al., 2003 e Terrinha et al., submetido). O granito (~82 Ma) de Sintra apresenta-se como um lacólito não excedendo o quilómetro de espessura, intruído por corpos verticais da sequência gabro-sienítica (~74 Ma).

Kullberg (1985) propõe que a forma elíptica dos maciços fosse a materialização da elipse de deformação finita associada à instalação dos maciços de Sintra, Sines e Monchique, resultando a sua forma alongada da compressão N-S contemporânea da instalação dos mesmos no Cretácico Superior (~72 Ma).

Em 1996 (A. Ribeiro, com. pessoal) nota que, analisando a carta de anomalias magnéticas de Portugal continental e da Margem Continental, os dipolos magnéticos relativos às intrusões de Sintra, Sines e Monchique têm continuação no offshore, a sul até ao Banco de Guadalquivir e, a Oeste, entre Sintra e o Monte Submarino de Tore, encontram-se cinco dipolos magnéticos. Deste modo, ficava estabelecido um novo lineamento Tore-Sintra-Sines-Monchique, de aproximadamente 700 km. Este lineamento de anomalias magnéticas, contém

afioramentos de várias intrusões de rochas alcalinas de aproximadamente 72-74 Ma, além de Sintra, Sines e Monchique, Mougenot (1989) refere ainda rochas dragadas e datadas do offshore entre Sintra e Tore. Com base nestes factos A. Ribeiro (com. pessoal 1996 e Ribeiro et al. 1996, Ribeiro et al. 1997 e Ribeiro 2002) propõe que o impacto meteorítico que poderá ter formado a cratera do Monte Submarino de Tore (segundo Laughton et al., 1975) teria simultaneamente produzido uma fractura profunda, de direcção WNW-ESE, que se refractaria ao propagar-se em direcção à litosfera continental estirada (região de Sintra) e não estirada (regiões de Sines e Monchique) aproximando-se da direcção NNW-SSE. Alternativamente, esta fractura, ao atingir a crosta continental encontrar-se-ia com estruturas herdadas da tectónica paleozóica e mesozóica, no caso presente, com as falhas de direcção NNW-SSE na região de Sintra- Arrábida e N-S na Margem Sul Portuguesa (Falha de Portimão) (Terrinha, 1998, Terrinha et al., 1999).

Terrinha (1998) propõe, baseado nas interpretações de origem profunda, eventualmente a nível astenosférico, dos magmas alcalinos, segundo (Rock, 1982 e Martins, 1991) e na ausência de evidência da FSSM entre a Serra da Arrábida e o limite setentrional da Bacia do Algarve, que a FSSM seja uma estrutura profunda tardi-varisca, que tenha apenas atingido os níveis crustais superficiais por reactivação durante os processos de rifting e, por isso apenas seja observável no interior da Bacia Lusitaniana (Zona de Falha Sintra-Arrábida) e na Bacia Algarvia (Falha de Portimão). A FSSM funcionando como desligamento dextrógiro durante a compressão N-S do Cretácico superior, facilitaria a ascensão magmática profunda em zonas de curvas de relaxamento (*releasing bends*). Na crosta superior a FSSM apenas atingiria os níveis superficiais em Sintra (onde a intrusão de 74 Ma, gabro-sienítica alcalina tem efectivamente alongamento segundo NNW-SSE), provavelmente terminando-se na crosta inferior num eventual nível de descolamento de falhas, sendo daí para os níveis crustais superiores, o magma conduzido através das falhas de direcção aproximadamente E-W comuns na Margem Portuguesa.

A forma lacolítica da intrusão do Granito de Sintra, que apresenta lineação de Anisotropia da Susceptibilidade Magnética segundo a direcção ENE-WSW é compatível com propagação do lacólito segundo esta direcção eventualmente contemporânea duma compressão perpendicular, i.e. NNW-SSE durante a instalação (Santoniano, ~82Ma) (Terrinha et al., subm.; Roman-Berdiel, 1995). Os mesmos dados e os de gravimetria apontam para que o magma granítico e, posteriormente o gabro-sienítico (~74 Ma), tenham ascendido não apenas ao longo da FSSM, mas também ao longo das NE-SW e das E-W (fig. 11).

No que respeita à forma tridimensional, a forma lacolítica proposta por Kayser (1914) para o Complexo Alcalino de Monchique, não se procederam ainda aos estudos necessários

para a comprovar, assim como para o caso do Complexo Alcalino de Sines.

BIBLIOGRAFIA

- Alves, M. C. A., 1964. Estudo Petrológico do Maciço de Sintra. Rev. Fac. Ciências Lisboa, 2ª série, C, 12(2) : 123-289.
- Alves, T.; Gawthorpe, R. L.; Hunt, D. W. & Monteiro, J. H., 2003. Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the western Iberian margin. *Marine Geology*, 195, pp. 75-108.
- Antunes, M.T., 1979. Ensaio de síntese crítica acerca do Cretácico terminal e do Paleogénico de Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 5: 145-174, Lisboa.
- Antunes, M.T., 1990/91. O Homem da Gruta da Figueira Brava (ca. 30 000 BP). Contexto ecológico, alimentação, canibalismo. *Mem. Acad. Ciências de Lisboa*, XXXI: 487-536.
- Antunes, M. T. & Pais, J., 1984. Climate during Miocene in Portugal and its evolution. *Paléobiologie Continentale*, XIV(2), 75-89.
- Antunes, M. T.; Elderfield, H.; Legoinha, P. & Pais, J., 1995. Datações isotópicas com Sr do Miocénico do flanco Sul da Serra da Arrábida. *Com. Inst. Geol. e Mineiro*, 81: 73-78, Lisboa.
- Antunes, M.T., Legoinha, P., Nascimento, A. & Pais, J., 1996b. The evolution of the lower Tagus basin (Lisbon and Setúbal Peninsula, Portugal from Lower to early Middle Miocene. *Géologie de la France*, B.R.G.M., 4, 59-77.
- Antunes, M. T.; Elderfield, H.; Legoinha, P.; Nascimento, A. & J. Pais, 1999. A Stratigraphic framework for the Miocene from the Lower Tagus Basin (Lisbon, Setúbal Peninsula, Portugal). *Depositional sequences, biostratigraphy and isotopic ages*. *Bol. Soc. Geol. España*, 12(1): 3-15, Madrid.
- Antunes, M. Telles, Legoinha, P., Cunha, P. & Pais, J., 2000. High resolution stratigraphy and Miocene facies correlation in Lisbon and Setúbal Peninsula (Lower Tagus basin, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 14, 183-190, Lisboa.
- Arthaud, F. & Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, v.88, pp. 1305-1320.
- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques, M. H. & Manuppella, G., 2003. Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cad. Geol. Portugal, Inst. Geol. Mineiro*, 43 p., Lisboa.
- Azevêdo, T.M., 1979. A Formação vermelha de Marco Furado. *Bol. Soc. Geol. Port.*, XXI(II-III), Lisboa.
- Azevêdo, T. M., 1982. As formações quaternárias continentais da Península de Setúbal e sua passagem às formações litorais. *Cuadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe*, 3. Geologia, Coruña.
- Azevêdo, T. M., 1983. O Sinclinal de Albufeira – evolução pós-miocénica e reconstituição paleogeográfica. *Dissertação de Doutoramento*. Ed. C.E.G. da F.C.U.L., 321 p., Lisboa.
- Azevêdo, T.M., 1991. Essai de reconstitution paléogéographique du Bassin de Lisbonne au Paléogène. *Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol.*, 112: 525-564.
- Azevêdo, T.M., 1993. La Raña de Marco Furado (Península de Setúbal, al sur de Lisboa). *Actas I Symp. s. la Raña*. 51-58. Madrid.
- Azevêdo, T. M., 1997a. Arquitectura deposicional del pré-Tajo en el Plio-Cuaternario. *Actas. III Congreso Gr. Esp. do Terciário*, 49-52. Cuenca.
- Azevêdo, T. M., 1997b. Depositional Architecture of the sedimentary infilling of the Pre-Tagus river in the upper Pliocene. *ECSA Meeting. Estuarine and Coastal Sciences Assoc. Inst. Oceanografia, F.C.U.L., Lisboa*.
- Azevêdo, T.M. & Cardoso, J.L., 1986. Formações plio-quaternárias da Península de Setúbal – Guia da excursão da I Reunião do Quaternário Ibérico. *G.T.P.E.Q.* Setembro.
- Azevêdo, T.M. & Pimentel, N.L., 1993. Estudio sedimentológico de la Raña de Marco Furado (Península de Setúbal, al sur de Lisboa). *Actas I Symp. s. la Raña*, 41-51, Madrid.
- Azevêdo, T. M & Pimentel, N. L., 1995. Dados para a discussão da génese da Bacia do Tejo-Sado no Paleogénico. *Museu e Lab. Min. E Geol., Fac Ciências, Univ. Porto, Mem. 4*, 897-902, ISSN 0871-1607.
- Azevêdo, T.M.; Cardoso, J.L.; Penalva, C. & Zbyzsewsky, G., 1979b. Contribuição para o conhecimento das indústrias líticas mais antigas do território português: as jazidas com “Pebble Culture” da formação de Belverde – Península de Setúbal. *Setúbal Arqueológica*, V.
- Boillot, G., Mougenot, D., *et al.*, 1978. Carta geológica da plataforma continental de Portugal, escala 1/1 000 000. *Serv. Geol. Port. & Inst Hidro. Port.*, Lisboa.
- Bonhomme, M., F. Mendes & Y.Vialette, 1961. Âges absolus par la méthode au strontium de granites de Sintra et de Castro daire au Portugal. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 252, 3305-3306.
- Choffat, P., 1906. Sur la Tectonique de la chaîne de l'Arrábida entre les embouchures du Tage et du Sado. *Bull. Société Géologique de France*, t. VI, p. 237, Paris.
- Choffat, P., 1908. Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida. *Mem. Comiss. Serv. Geol. Portugal*, 89 p., Lisboa.
- Choffat, P., 1950. Géologie du Cenozoïque du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, , XXX, suplemento, 183 p., Lisboa.
- Cotter, J. B., 1956. O Miocénico marinho de Lisboa. *Com. Serv. Geol. Portugal*, supl. XXXVI: 1-170, Lisboa.
- Coward, M. P., 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*, 5, 113–123.
- Coward, M. P., 1996. Balancing sections through inverted basins. in: Buchanan, P. G. & Niewland, D. A. (Eds.): *Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling*, Geological Society Sp. Publ., 99, 51–77.
- Ellis, P. M., 1984. Upper Jurassic carbonates from the Lusitanian Basin, Portugal, and their subsurface counterparts in the Nova Scotia Shelf. *Tese, Open University*, 193 p., Milton Keynes.
- Gracia, E., Danobeitia, J. J., Verges, J., Cordoba, D., and Parsifal Cruise Party, 2003. Mapping Active Faults at the SW Iberia Margin (38°–36°) from High-resolution Swath-Bathymetry Data. *Implications for Earthquake Hazard Assessment*, *Geology* 31(1), 83–86.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Agterberg, F. P., Bleeker, W., Cooper, R. A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L. A., House, M. R., Lourens, L., Luterbacher, H. P., McArthur, J., Melchin, M. J., Robb, L. J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B. R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F. J., Hooker, J., Howarth, R. J., Knoll, A. H.,

- Laskar, J., Monechi, S., Plumb, K. A., Powell, J., Raffi, I., Röhl, U., Sadler, P., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N. J., Shields, G. A., Strauss, H., Van Dam, J., van Kolfshoten, T., Veizer, J., & Wilson, D., 2004. A Geologic Time Scale. Cambridge University Press, 589 p.
- Gubler E.; Kahle, H.-G.; Klingelé, E.; Müller, St. & Olivier, R., 1981. Recent Crustal Movements in Switzerland and their Geophysical Interpretation. *Tectonophysics*, 71, pp.125-152.
- Gutscher M.-A., J. Malod, J.-P. Rehault, I. Contrucci, F. Klingelhofer, W. Spakman, L. Mendes-Victor, 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, December, v. 30; no. 12; p. 1071-1074.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1166.
- Kaiser, E., 1914. Der Eläolithyenitakkolith der Serra de Monchique im südlichen Portugal. *N. J. Min. Geol. Paläont.*, 39, pp. 225-268, Estugarda.
- Kullberg, J. C., 2000. Evolução tectónica mesozóica da Bacia Lusitaniana. Tese, Univ. Nova Lisboa, 361 p.
- Kullberg, J. C. & Rocha, R. B., 1991. Evidências tectónicas da existência de uma estrutura diapírica entre o Cabo Espichel e Sesimbra. *Abst. III Congresso Nac. Geol.*, p. 116, Coimbra.
- Kullberg, J. C., Monteiro, C. & Rocha, R. B., 1995a. Evolução diapírica: Modelo Cinemático baseado no estudo do doma da Cova da Mijona. *IV Cong. Nac. Geol., Fac. Ciênc. Mus. Lab. Min. Geol Univ. Porto, Mem. 4*, pp. 259-261.
- Kullberg, J. C., Machado, S. & Ramalho, M., 2006. Legenda da Carta Geológica de Portugal na escala 1:100 000 da Área Metropolitana de Lisboa, Folhas Norte e Sul. In C. Costa (coord.), *Carta Geológica de Portugal na escala 1:100 000. Protocolo Colab. Desenv. Cart. Geol. Área Metropolitana de Lisboa. Inst. Geol. Mineiro, Junta Metrop. Lisboa e Fundação Fac. Ciênc. Tecn. (UNL)*.
- Kullberg, M.C., 1985. Controlo estrutural na instalação do maciço de Sintra. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ., XXIV*, 219-223, Lisboa.
- Kullberg, M. C. R., 1996. Estudos tectónicos e fotogeológicos nas serras de Sintra e Arrábida. PhD thesis, , 187 p., Univ. Lisboa.
- Kullberg, M. C. & Kullberg, J. C., 2000. Tectónica da Região de Sintra. In: "Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida", *Memórias Geociências, Museu Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa, V. 2*, 1-34.
- Kullberg, M. C., Kullberg, J. C., Ribeiro, A. & Phipps, S., 1995b. Geodynamics of the eastern sector of the Arrábida chain. *IV Cong. Nac. Geol., Fac. Ciênc. Mus. Lab. Min. Geol Univ. Porto, Mem. 4*, 263-267.
- Kullberg, M. C.; Kullberg, J. C. & Terrinha, P., 2000. Tectónica da Cadeia da Arrábida. In: "Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida", *Memórias Geociências, Museu Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa, V. 2*, pp. 35-84.
- Kullberg, J. C., Machado, S. & Ramalho, M. M., 2006. Legenda da Carta Geológica de Portugal na escala 1:100 000 da Área Metropolitana de Lisboa, Folhas Norte e Sul. In C. Costa (coord.), *Carta Geológica de Portugal na escala 1:100 000. Protocolo Colab. Desenv. Cart. Geol. Área Metropolitana de Lisboa. Inst. Geol. Mineiro, Junta Metrop. Lisboa e Fundação Fac. Ciênc. Tecn. (UNL)*.
- Kumar, S.; Wesnousky, S. G.; Rockwell, T. K.; Briggs, R. W.; Thakur, V. C. & Jayangondaperumal, R., 2006. Paleoseismic evidence of great surface rupture earthquakes along the Indian Himalaya. *J. Geophysical Research*, V. 111, B03304, doi:10.1029/2004JB003309.
- Laughton, A. S., D. G. Roberts, & R. Graves, 1975. Bathymetry of the northeast Atlantic: mid-Atlantic ridge to southwest Europe, *Deep Sea Res.*, 791-810.
- Lauriat-Rage, A.; Brébion, P.; Cahuzac, B.; Chaix, C.; Ducasse, O.; Ginsburg, L.; Janin, M.-C.; Lozouet, P.; Margerel, J.; Nascimento, A.; Pais, J.; Poignant, A.; Pouyet, S. & Roman, J., 1993. Palaeontological data about the climatic trends from Chattian to present along the Northeastern Atlantic frontage. *Ciências da Terra (UNL)*, 12: 167-179. Lisboa.
- Legoinha, P., 2001. Biostratigrafia de Foraminíferos do Miocénico de Portugal (Baixo Tejo e Algarve). Dissertação de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de ciências e Tecnologia, 239 p.
- Legoinha, P., Sousa, L., Pais, J., Ferreira, J. & Amado, A.R., 2002. Miocene lithological, foraminiferal and palynological data from the Biverde borehole (Portugal). XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, II Congreso ibérico do Paleontologia, Interim-Colloquium RCANS. Libro de resúmenes, 196-197.
- Macintyre, R. M. & G. W. Berger, 1982. A note on the geochronology of the Iberian alkaline province, *Lithos*, 15, 133-136.
- Mahmoudi, A., 1991. Quelques intrusions alcalines et basiques du crétacée supérieur au Portugal (région de Lisbonne). PhD thesis, 232 pp., Univ. Nancy I.
- Mannupella, G., 1994. Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, folha 38-B (Setúbal), 2ª ed., Ins. Geol. e Min., Lisboa.
- Mannupella, G., 1999. Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, folha 38-B (Setúbal), 2ª ed., Ins. Geol. e Min., 143 p., Lisboa.
- Manuppella, G. & Azeredo, A. C., 1996. Contribuição para o conhecimento da geologia de Sesimbra. *Com. Inst. Geol. Min. 82*, 37-50, Lisboa.
- Manuppella, G.; Antunes, M. T.; Pais, J.; Ramalho, M. M. & Rey, J., 1999. Carta geológica de Portugal na escala 1:50000. Notícia explicativa da folha 38-B Setúbal. Instituto Geológico e Mineiro, 143 p.
- Marques, B., Oloriz, F., Kullberg, J. C., Rocha, R. B. & Caetano P., 1994. Genetic interpretation of the Lower Toarcian flat pebble conglomerates of Sesimbra (Portugal) in the context of the Lusitanian Basin's structuration. *Abstracts 4th International Congress Jurassic Stratigraphy and Geology, Mendoza (Argentina)*.
- Martins, L., Actividade ígnea Mesozóica em Portugal (Contribuição Petrográfica e Geoquímica), PhD thesis, 418 p., Univ. Lisboa, 1991.
- Mendes, F., 1968. Contribution a l'étude geochronologique, par la methode au strontium, des formations cristallines du Portugal, *Bull Mus Lab Min Geol Fac Ciên Lisboa*, 11(1), 3-150.
- Miranda, R., Valadares, V., Terrinha, P., Mata, J., Azevedo, M. R., Gaspar, M., Kullberg, J. C., Nogueira, C. R. Ribeiro, C., & Monteiro, J.F., 2006. Novos dados geocronológicos e geoquímicos de intrusões tardi-Cretácicas alcalinas da Margem Oeste Ibérica.

- Resumos, VII Congresso Nacional de Geologia, Universidade de Évora. No prelo.
- Mougenot, D., 1980-81 Une phase de compression au Crétacé terminal à l'Ouest du Portugal: quelques arguments, *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXII, 233-239.
- Mougenot, D., 1989 Geologia da Margem Portuguesa, Instituto Hidrográfico, pp. 259, Portugal.
- Pais, J., 1999. História geológica da Península de Setúbal nos últimos 20 milhões de anos. Guia de visita de campo integrada. Programa Ciência Viva, Geologia no Verão. Centro de Estudos Geológicos, 21 p., Monte de Caparica.
- Pais, J., 2004. The Neogene of the Lower Tagus Basin (Portugal). *Rev. Española Paleontología*, 19(2): 229-242, Madrid.
- Pais, J.; Legoinha, P. & Kullberg, J. C., 1991. Novos elementos acerca do Neogénico do Portinho da Arrábida (Serra da Arrábida). 3º Cong. Nac. Geologia, p. 122, Coimbra.
- Pais, J., Silva Lopes, C., Legoinha, P., Ramalho, E., Ferreira, J., Ribeiro, I., Amado, A.R., Sousa, L., Torres, L., Baptista, R. & Reis, R. P., 2002. The Belverde Borehole (Lower Tagus Basin, Setúbal Peninsula, Portugal). XVIII Jornadas de la Sociedad española de Paleontología, II Congreso ibérico do Paleontologia, Interim-Colloquium RCANS. Libro de resúmenes, 198-199.
- Pik, R.; France-Lanord, C. & Carignan, J., 2005. Extreme uplift and erosion rates in eastern Himalayas (Siang-Brahmaputra basin) revealed by detrital (U-Th)/He thermochronology. *Geophysical Research Abstracts*, EGU, Vol. 7, 2 p. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-09421.
- Platt, J.P. & Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alborán Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, 17:540-543.
- Pluijm B. A. Van der & Marshak, S., 1997. Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics. WCB/McGraw-Hill, 495 p., ISBN 0-697-17234-1.
- Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Andersen, C., & Vejbaek, O.V., 1998. Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics* 300, 199-225.
- Reis, R. P. & Cunha, P. P., 1989. Comparacion de los rellenos terciarios en dos regiones del borde occidental del Macizo Hesperico (Portugal Central). *Paleogeografia de la Meseta norte durante el Terciário*. (C. J. Dabrio, Ed.), *Stv. Geol. Salman.*, 5: 253-272.
- Reis, R. P.; Pais, J. & Antunes, M.T., 2001. Sedimentação aluvial na região de Lisboa. O "Complexo de Benfca". *Geogaceta*, 29: 91-94.
- Rey, J., 1992. Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur de la région de Lisbonne. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 78 (2), 103-124, Lisboa.
- Rey, J., 2006. Stratigraphie sequentielle et séquences de dépôt dans le Crétacé inférieur du Bassin Lusitanien. *Ciências Terra (UNL)* esp. VI (no prelo), Lisboa.
- Ribeiro, A., 2002. *Soft Plate and Impact Tectonics*, 324 p., Springer-Verlag.
- Ribeiro, A. & Ramalho, M., 1986. Estratigrafia e Tectónica da Cadeia da Arrábida. II Congr. Nac. Geol., Universidade de Lisboa, Guia da excursão B2/B3.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D. & Monteiro, J.H., 1979. Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*, 3-114.
- Ribeiro, A., Kullberg, M. C., Kullberg, J. C., Manuppela, G. & Phipps, S., 1990. A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 357-366.
- Ribeiro, A. (coord.), Silva, J. B., Cabral, J., Terrinha, P., Kullberg, M. C., Kullberg, J. C. & Phipps, S., 1996a. Tectonics of the Lusitanian Basin. C. E. C. Project MILUPOBAS, Contract nº J0U2-CT94-0348, 126 p (inédito), Lisboa.
- Ribeiro, P.; Dias, R.; Marques, F. O. & Kullberg, M. C., 1996b. Estudos de deformação finita na cadeia da Arrábida: primeiros resultados obtidos em amostras de "brecha da Arrábida" colhidas a S do Anticlinal do Formosinho. In: 2.ª Conferência anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica, GGET, 24-27, Lisboa.
- Ribeiro, A., J. M. Miranda, P. Terrinha, M. C. Kullberg, E. A. Silva, & J. C. Kullberg, 1997. Is the Sintra-Sines-Monchique Fracture (200 km) a segment of the meteorite impact Tore-Guadaluquivir Fracture (600 km)?, *Terra Nova*, 9, Abstract Supplement 1(EUG 9), 177.
- Ribeiro, O., 1935. A Arrábida, esboço geográfico. Tese Doutoramento, *Rev. Fac. Letras, Univ. Lisboa*, 94 p.
- Rocha, R. B. (coord.); Marques, B.; Kullberg, J. C.; Caetano, P.; Lopes, C.; Soares, A. F.; Duarte, L. V.; Marques, J.; Gomes, C. & col., 1996. The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. C. E. C. Project MILUPOBAS, Contract nº J0U2-CT94-0348, Lisboa, 4 vol. (inédito).
- Rock, N. M. S., 1982. The Late Cretaceous alkaline igneous province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance, *Lithos*, 15, 111-131.
- Román-Berdiel, T., E. L. Pueyo-Morer, & A. M. Casas-Sainz, 1995. Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: Structural and magnetic study of the Veiga massif (NW Spain), *J. Struct. Geol.*, 17(12), 1689-1706.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359 (1-2):117-129.
- Seifert, H., 1963. Beitrage zur geologie der Serra da Arrábida in Portugal. *Geol. Jahrb.*, 81, 277-344.
- Silva, E. C. L. A., 1992. Correlação tectónica- geofísica na Orla Mesozoica Ocidental. *Relat. Estágio, Fac. Ciências, Univ. Lisboa*, 105 p.
- Stapel, G., 1999. The nature of isostasy in West Iberia (and its bearing on Mesozoic and Cenozoic regional tectonics), PhD thesis, 148 pp., Vrije Universiteit, Amsterdam.
- Stapel, G.; Cloetingh, S.A.P.L. & Pronk, B., 1996. Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic Evolution of the Lusitanian Basin (western Iberian margin). *Tectonophysics*, 266, pp. 493-507. ISSN 0040-1951.
- Storetvedt, K. M., H. Mogstad, M. C. Abranches, J. G. Mitchell & A. Serralheiro, 1987. Paleomagnetism and isotopic data from Upper Cretaceous igneous rocks of W Portugal; geological correlation and plate tectonics aspects, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 88, 241-263.

- Terrinha, P.A.G., 1998. Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal, Philosophy Doctor Thesis, Department of Geology, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, 425p.
- Terrinha, P.; Kullberg, J. C.; Kullberg, M. C.; Moita, C. & Ribeiro, A., 1996. Thin skinned and thick skinned sub-basin development, bidimensional extension and self-indentation in the Lusitanian Basin, West Portugal. 2ª Conferência Anual do G.G.E.T./S.G.P., 17-20, Lisboa.
- Terrinha, P., R. P. Dias, A. Ribeiro, & J. Cabral, 1999. The Portimão Fault, Algarve Basin, South Portugal, *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 86, 107-120.
- Terrinha, P.; Ribeiro, C.; Kullberg, J. C.; Lopes, C.; Rocha, R. & Ribeiro, A., 2002. Short-lived compressive episodes during Mesozoic rift tectonics in the Algarve Basin, South Portugal: the cause of interruption of marine communication around the SW corner of Iberia in the Jurassic. *The Journal of Geology*, V. 110(1), pp. 101-113. doi: 10.1086/324206, Chicago.
- Terrinha, P., Pinheiro, L. M., Henriot, J.-P., Matias, L., Ivanov, M. K., Monteiro, J.H., Akhmetzhanov, A., Volkonskaya, A., Cunha, T., Shaskin, P., Rovere, M., & the TTR10 Shipboard Scientific Party; Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Marine Geology*, 195, 153-176, 2003.
- Terrinha, P., António Casas Sainz, Emilio L. Pueyo, José Carlos Kullberg, Aitor Airaguren, Maria Carla Kullberg, Javier Sesé, Maria do Rosário Azevedo, Conrado Rillo, 2006. Geometry and emplacement of the Sintra Igneous Complex (West Iberia Margin) from structural, gravity and magnetic fabric data. Submitted to *TECTONICS*.
- Vanney, J.-R. & Mougnot, D., 1981. La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse geomorphologique. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 28, 86 p.
- Whipple, K. X. & Meade, B. J., 2006. Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, pp. 218–228. doi:10.1016/j.epsl.2005.12.022.
- Wright, V. P. & Wilson, R. C. L., 1987. A Terra-Rossa like paleosol complex from the Upper Jurassic of Portugal. *Sedimentology* 34, 259-272, Amsterdam.
- Zbyszewski, G., 1963. Carta geológica dos arredores de Lisboa na escala de 1:50000. *Notícia Explicativa da folha 4. Serv. Geol. Portugal*, 93 p., Lisboa.
- Zbyszewski, G.; Ferreira, O. V.; Manuppella, G. & Assunção, C. T., 1964. Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000, Folha 38-B, Setúbal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- Zbyszewski, G.; Ferreira, O. V.; Manuppella, G. & Assunção, C. T., 1965. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. *Notícia explicativa da folha 38-B (Setúbal). Serv. Geol. Portugal*, 133 p., Lisboa.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L. & BIGSETS Team, 2004. Neogene through Quaternary tectonic reactivation of the SW Iberian passive margin. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 565-587.